

**Zur Geologie der Randgebiete des westlichen
Teils des Mugello-Beckens östlich der
Prato-Sillaro-”Linie”
(N-Apennin, Prov. Florenz)**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereichs Geowissenschaften

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Jan Groscurth

aus Berlin

1971

1972

**Zur Geologie der Randgebiete des westlichen
Teils des Mugello-Beckens östlich der
Prato-Sillaro-"Linie"
(N-Apennin, Prov. Florenz)**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

des

Fachbereichs Geowissenschaften

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Jan Groscurth

aus Berlin

1971

I. Referent: Prof. Dr. M.Richter
II. Referent: Prof. Dr. V.Jacobshagen

Tag der mündlichen Prüfung : 3.2.1972



I N H A L T S Ü B E R S I C H T

	Seite
1. VORWORT.....	6
2. EINLEITUNG	
2.1. Lage des Arbeitsgebietes.....	7
2.2. Historischer Überblick.....	8
2.3. Problemstellung.....	12
2.4. Vorausgegangene Arbeiten und Problemstellung	13
2.5. Morphologie und Hydrographie des Gebietes.....	14
3. STRATIGRAFIE	
3.1. <u>Vorbemerkungen</u>	17
3.2. <u>Formazione Marnoso-Arenacea (FMA)</u>	19
3.2.1. Allgemeines.....	19
3.2.2. Olisthostromargille a.....	24
3.2.3. Levisone Mergel.....	26
3.2.3.1. Zur regionalen Stellung der Levisone Mergel	28
3.2.4. Formazione Marnoso-Arenacea I (FMA I).....	31
3.2.5. Olisthostromargille b (OAb).....	37
3.2.6. Sambucheta Mergel.....	39
3.2.7. Formazione Marnoso-Arenacea II.....	40
3.2.8. Osteto-Mergel.....	45
3.2.9. Mächtigkeit der FMA II.....	46
3.2.10. Zur Frage eines Deckenbaues innerhalb der FMA.	46
3.2.11. Kontakte der FMA zu den westlich angrenzenden Olisthostromargille c (OAc) und die sich daraus ergebenden Folgerungen.....	49
3.3. <u>Olisthostromargille c (OAc)</u>	53
3.3.1. Allgemeines zur sog. 'Argille Scagliose'.....	53
3.3.2. Olisthostromargille c, Lage und Unterglie- derung.....	56
3.3.3. Olisthostromargille c (OAc) i.e.S.	56
3.3.4. Kalk-Kalksandstein-Schieferton-Wechselfolge (?"AS. ").....	61
3.3.5. Mergeliger Kalk.....	62
3.3.6. Helle Mergel.....	63
3.3.7. Bunte Schiefertone von Collinacchia.....	64
3.3.8. Mergel von Casetta di Rocco.....	65
3.3.9. Alter der Olisthostromargille c	66
3.4. <u>Castel Guerrino-Sandstein</u>	66
3.5. <u>Modino-Cervarola-Einheit (MCE)</u>	70
3.5.1. Allgemeines	70
3.5.2. Die Folge des Cervarola-Sandsteines Typ Futa (CSF)	74
3.5.2.1. Scisti Varicolori	74
3.5.2.1.1. Zur regionalen Stellung der Scisti Varicolori.	79
3.5.2.2. Cervarola Sandstein Typ Futa (CSF)	80

3.5.3.	Die Folge des Cervarola Sandsteines Typ Mugello-Süd (CMS)	82
3.5.3.1.	Die Olisthostromargille von Polcanto (OAP)...	83
3.5.3.1.1.	Zur regionalen Stellung der OAP	89
3.5.3.2.	Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd (CMS) ...	90
3.6.	<u>Tavaiano-Argille (TA)</u>	94
3.6.1.	Tavaiano-Argille i.e.S.	95
3.6.2.	Radiolarit	96
3.6.3.	Maiolica (Calpionellenkalk)	97
3.6.4.	Ophiolithe	98
3.6.5.	Alter der Tavaiano-Argille	102
3.6.6.	Zur regionalen Stellung der Tavaiano-Argille.	102
3.7.	<u>Morello-Senario-Gruppe ('Kalk-Ton-Einheit's.l.)</u>	103
3.7.1.	Allgemeines zur 'Kalk-Ton-Einheit' (KTE).....	104
3.7.2.	Sandsteine von Vaglia	105
3.7.2.1.	Zur regionalen Stellung der Sandsteine von Vaglia	107
3.7.3.	Wechselagerung von Tonen, Sandsteinen, Mergeln und Kalken zwischen Cerreto und Caselline	108
3.7.3.1.	Zur regionalen Stellung	110
3.7.4.	Formazione di M. Morello (Morello-Alberese) .	111
3.7.4.1.	Zur regionalen Stellung des Morello-Alberese	116
3.7.5.	'Nummulitenbrekzienserie' des M. Senario-Sandsteines (NBS)	117
3.7.6.	Senario-Sandstein	122
3.7.6.1.	Zur regionalen Stellung	126
3.7.7.	Undifferenzierter Komplex	127
3.7.8.	Zusammenfassende Bemerkungen zur regionalen und stratigrafischen Stellung der Glieder der Morello-Senario-Gruppe	133
3.8.	Die fluvio-lakustrischen Bildungen des <u>Mugello-Beckens</u>	136
3.9.	Quartär (Hangschutt, Flußterrassen, Bergschliffe, Bergsturz) ...	138
4.	TEKTONIK	
4.1.	Die Tektonik der Formazione Marnoso-Arenacea	139
4.2.	Die Tektonik des Castel-Guerrino-Sandsteines (CGS)	146
4.3.	Die Tektonik der Modino-Cervarola-Einheit ...	148
4.3.1.	Die Tektonik des Cervarola-Sandsteines Typ Futa	148
4.3.2.	Die Tektonik des Cervarola-Sandsteines Typ Mugello-Süd (CMS)	149
4.4.	Die Tektonik der chaotischen Gleitmassen (OAa-c, OAP, TA, MSG)	152
4.4.1.	Allgemeine Vorbemerkungen	152

4.4.2.	Die Olisthostrome.....	153
4.4.2.1.	Die Olisthostromargille a bis c.....	153
4.4.2.1.1.	OAc, Kontakte zur FMA.....	154
4.4.2.1.2.	OAc, Kontakte zum CGS.....	157
4.4.2.1.3.	Zur Herkunft von OAb und OAc.....	158
4.4.2.2.	Die OAP.....	160
4.4.3.	Die Gleitdecken.....	160
4.4.3.1.	Die Tavaiano-Argille.....	160
4.4.3.2.	Die Morello-Senario-Gruppe(MSG).....	160
4.5.	Die Störungen.....	162
4.6.	Ablauf der Bewegungen.....	165
5.	BEDEUTUNG DER ERGEBNISSE FÜR DIE REGIONALE GEOLOGIE DES NORDAPENNINS	
5.1.	Zur Frage der Existenz und Stellung eines Cervarola- Trog.....	167
5.2.	Zur Faziesdifferentiation im Cervarola-Trog und zur stratigrafischen und tektonischen Stellung von CMS, CGS,CSF und FMA zueinander.....	167
5.3.	Die Bedeutung der Faziesdifferentiationen des Un- tersuchungsgebietes für die Existenz eines quer zum Trogstreichen verlaufenden Lineamentes('Prato-Sillaro- Linie').....	175
6.	ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE.....	187
6.1.	Riassunto.....	191
7.	LITERATURVERZEICHNIS.....	195
8.	Lebenslauf.....	216
9.	ANLAGEN	
9.1.	Geologische Karte der Randgebiete des westlichen Teils des Mugello-Beckens	
9.2.	Tektonische Karte	
9.3.	Profiltafel	
9.4.	Rhythmogramme aus der FMA	
9.4.	Tabelle der im Text verwendeten Abkürzungen	

1. Vorwort

Die vorliegenden Untersuchungen stehen in Rahmen eines von Prof. Dr. M. Richter Ende der fünfziger Jahre initiierten Programmes zur geologischen Erforschung des Nordapennins. Ihm sei für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für die bereitwillige Unterstützung und Förderung herzlich gedankt.

Ebenso schulde ich Herrn Prof. Dr. K. J. Reutter Dank, der mich in die Probleme der Apennin-Geologie einführte.

Mein Dank gilt gleichfalls Herrn Prof. Dr. H. Hagn (München) für die Bestimmung einiger Dünnschliffe und Schlammproben, Herrn Dr. S. Schindler (T. U. Berlin) für die mathematisch-technische Hilfe bei der Anfertigung von Rhythmogrammen sowie Herrn Dipl.-Geol. F. Seligmann (Stuttgart) für wertvolle Hinweise bei der Bestimmung von Dünnschliffen ophiolithischer Gesteine.

Weiterhin möchte ich meinen Kollegen danken, die mit zahlreichen Diskussionen und Hinweisen zum Gelingen der Arbeit beitrugen.

Mein besonderer Dank gilt weiterhin Frau N. Alexander, Frau R. Mahler und Frau H. Rühle, die sich der Mühe unterzogen, die Arbeit aus dem Manuskript in die Reinschrift zu übertragen.

Auch für die Unterstützung durch den Deutschen Akademischen Austauschdienst sei an dieser Stelle gedankt.

Non vorrei dimenticare di ringraziare cordialmente i miei amici italiani abitanti nella mia zona di rilievo, particolarmente rivolgo il mio sincero ringraziamento alla famiglia Santi (Osteto) e a L. Filastò e M. Boninsegni (Firenze) avendo avuto la loro gentilissima compagnia e continua ospitalità.

2. EINLEITUNG

2.1. Lage des Arbeitsgebietes

Das in den Sommermonaten 1966 - 70 kartierte, ca. 175 km² große Gebiet liegt im Nordteil der Provinz Florenz, etwa auf der Hälfte der Luftlinie Florenz - Bologna. Es umschließt in seinem Zentrum die nordwestlichen Teile einer als Mugello bezeichneten Beckenlandschaft der Toskana. Durch den nördlich des Mugello-Beckens gelegenen Teil des Arbeitsgebietes verläuft die Hauptwasserscheide des Nordapennins. Nördlich von jener schließt sich das schon zum Grenzbereich Emilia-Romagna gehörende Becken von Firenzuola an, dessen südlichste Teile noch mit erfaßt wurden. Geologisch liegt das Gebiet im Grenzbereich zwischen emilianischer und umbro-romagnolischer Fazies östlich eines quer zum Gebirgssstreichen SSW-NNE verlaufenden Lineamentes, der Prato-Sillaro-Linie.



Abb. 1 Die Verteilung der nordapenninischen Faziesprovinzen nach dem Konzept von REUTTER 1968 unter Berücksichtigung der Darstellung von NARDI 1965 (nach einer Vorlage von HEYMANN 1968 umgezeichnet) 1) Modino-Cervarola-Einheit 2) metamorphe toskanische Kerne 3) Lages des Arbeitsgebietes

2.2. Historischer Überblick

Der Nord-Apennin wird vorwiegend aus kretazischen und tertiären Flyschen aufgebaut. Es lassen sich großräumig vier, nach verschiedenen Regionen Italiens genannte Faziesprovinzen unterscheiden,

- 1) Liguriden,
- 2) Toskaniden,
- 3) Emilianiden,
- 4) Umbro-Markiden,

deren Gesteine im Verlaufe der Tektogenese in mehrere tektonische Untereinheiten zerlegt wurden. Das Ausmaß dieser Zerlegung sowie die ursprüngliche Anordnung der tektonischen Einheiten und z.T. der Faziesprovinzen selbst sind noch umstritten. Liguriden und Emilianiden sind u.a. durch mächtige, heute oft chaotisch gelagerte jurassisch-kretazische Eugeosynklinalsedimente mit basischem Ophiolithvulkanismus ausgezeichnet, die in den Toskaniden und Umbro-Markiden fehlen. Eine komplizierte, z.T. synsedimentäre Tektonik, sowie eine häufig trotz unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Ablagerungsräume sehr ähnliche Fazies sowie eine stellenweise große Armut an Fossilien erschweren die Deutung der tektonischen und stratigrafischen Zusammenhänge und damit der paläogeografischen Anordnung der Faziesprovinzen. Dementsprechend wurden seit dem Beginn der systematischen geologischen Erforschung des Nordapennins eine Vielzahl von sich einander oft widersprechenden Hypothesen über den Bau dieses Gebirges entwickelt, die sich z.T. heute noch gegenüberstehen.

Ende des vorigen Jahrhunderts nahmen die bedeutendsten Geologen der Toskanischen Schule, ZACCAGNA, LOTTI, DE STEFANI, eine völlige Autochthonie der Serien an, wobei auf dem kalkigen Mesozoikum der Apuaner Alpen eine mächtige, durchgehende, in harmonische Falten gelegte Schichtfolge des Eozäns liegen sollte, die - vom Liegenden ins Hangende - aus Nummulitenkalken, Grauwacken ('Macigno') meist chaotisch gelagerten Schiefertönen ('Argille Scagliose') mit Ophio-

lithen, Radiolariten und Kalken und darüber einer Folge von Kalken, Kalksandsteinen und Mergeln ('Alberese') aufgebaut sei.

SACCO (1891) stellte erstmalig die Argille Scagliose aufgrund von Funden kretazischer Fossilien in die Kreide, versuchte aber noch die Autochthonie der Abfolge weiter aufrecht zu erhalten, indem er die Überlagerung von tertiären durch kretazische Serien mit liegenden Falten erklärte.

DE LAUNAY (1907) und STEINMANN (1907) entwickelten dann Vorstellungen eines weiträumigen, alpinotypen Deckenbaues, bei dem die Gesteine eines ligurischen Faziesraumes ('Ophiolith-Formation' oder 'Argille Scagliose') die Sedimente eines Toskanischen Fazies-Raumes ('Macigno') überschoben hätten. Der Deckenschub soll dabei vom Gebiet der heutigen Thyrrhenis aus bis an den Rand der Poebene gegangen sein.

Die nachfolgenden Bearbeiter bestätigten im wesentlichen den Deckenbau, entwickelten jedoch über die Herkunft der Decken und Ursachen und Ausmaß der Bewegungen verschiedene Ansichten (LUDWIG 1928, TILMANN 1926, TEICHMÜLLER 1935, BEHRMANN 1936 und andere). ROVERETO (1939) und STAUB (1933, 1951) vermuteten z.B. eine Herkunft der Decke aus dem Bereich der Poebene.

LENCEWICZ (1917) und TILMANN (1926) fanden heraus, daß innerhalb der Toskaniden ebenfalls ein Deckenbau vorliegt. Dabei werden die autochthonen epimetamorphen 'Toskaniden I' (Bezeichnungen von WIJKERSLOOTH, 1934) von einer allochthonen, nicht metamorphen Schichtfolge gleicher Fazies, den 'Toskaniden II' überlagert, die ihrerseits wieder von den Liguriden überfahren wurden.

Wurden die Decken von den zuvor genannten Autoren noch als Decken im alpinen Sinne angesehen, so entwickelten ANELLI (1923), DE WIJKERSLOOTH (1934), MIGLIORINI (1948) und MERLA (1952, 1957) für die Ligurische Decke später von anderen Autoren aufgenommene Vorstellungen einer Gleittektonik. Die Bewegung der Decken wurde nun nicht mehr

durch orogenen Schub, sondern allein durch Schwerkraftgleitung erklärt. Nach MIGLIORINI (1948) wurden im toskanischen Bereich derartige Gleitbewegungen ausgelöst an Aufwölbungen, die sich infolge einer Zerlegung des Untergrundes in keilförmige Stücke an einem System fächerförmig angelegter Störungen bildeten ('cunei composti'). Von diesen Aufwölbungen aus seien dann die aus dem ligurischen Bereich gekommenen Argille Scagliose mit den anderen ligurischen Gesteinen darauf gravitativ in Form von orogenen Bergstürzen ('frane orogeniche') weiter nach NE geglitten. Sieben aus 'cunei composti' aufgebaute, bis in den kristallinen Untergrund reichende Großaufwölbungen ('rughe tettoniche', rugha = Runzel) glaubte G. MERLA (1952) im Nordapennin zu erkennen. Durch eine zeitlich nacheinander (Oligozän - Pliozän) von SW nach NE fortschreitende Heraushebung dieser 'rughe' seien die ligurischen Einheiten immer weiter nach NE abgeglitten. Damit erklärte er auch die nach E zunehmende Chaotisierung der Argille Scagliose und die Abnahme der in ihr enthaltenen Ophiolithmassen.

ELTER et al. (1960) wiesen nach, daß auch die ligurische Decke in mehrere Teildecken untergliedert ist. Sie unterscheiden über den autochthonen metamorphen Toskaniden I vier übereinanderliegende Teildecken, die alle aus dem Bereich der heutigen Thyrrhenis stammen sollen.

Es gibt aber auch Autoren, die eine so weit reichende Allochthonie der ligurischen Serien bestritten (LIPPARINI, 1944, DE SITTER 1956, RICHTER 1960) und besonders für die sonst allgemein als ligurisch angesehene 'Argille Scagliose' im Emilianischen Bereich eine Autochthonie bis Parautochthonie annahmen. Die Überschiebungen der Serien werden durch das diapirische Verhalten der Argille Scagliose erklärt. RICHTER hält dabei Gleitungen bis 30 km für möglich. Seiner Meinung nach befinden sich die ligurischen Sedimente heute ungefähr dort, wo sich einst der ligurische Trog erstreckte. Dessen Stellung zwischen Hochpenninikum

und Südalpin vergleicht er mit dem Unterostalpin.

Ein zwischen autochthonen und allochthonen Hypothesen vermittelndes Konzept entwickelten REUTTER u. SAMES (1964). Sie kamen aufgrund von eingehenden faziellen Untersuchungen im ligurischen Apennin dazu, neben dem Ligurikum einen weiteren eugeosynklinalen Trog im Nordapennin anzunehmen, das 'Emilianikum'. Dieses soll nordöstlich des ligurischen Faziesraumes liegen und von jenem durch das Toskanikum getrennt sein. Im NW sollen Emilianikum und Ligurikum sich vereinen, wobei das Toskanikum dazwischen sein primäres Ende findet, wohingegen (REUTTER 1968) das Emilianikum nach SE hin seinen eugeosynklinalen Charakter verliert und möglicherweise als Übergangseinheit zwischen Toskanikum und Umbro-Markiden fungierte. Mit dieser Hypothese entfielen die Annahme einer einheitlichen ligurischen Decke mit Transportweiten bis zu 200 km. Die nachgewiesenen Überschiebungen könnten mit nicht so weit reichenden Gleitdecken und Schuppen erklärt werden. Die Hypothese setzt allerdings eine komplizierte paläogeografische Verteilung der Sedimentationsgebiete voraus.

In einer im Jahre 1967 erschienen Arbeit mehrerer Pisaner Geologen (BALDACCI et al. 1967) wird der Vorschlag eines emilianischen Faziesraumes nicht aufgegriffen, sondern weiterhin die Anschauung nur zweier Faziesräume (Ligurikum, Toskanikum) sowie eines weitgespannten Deckenbaues mit von SW her überschobenen ligurischen und toskanischen Gleitmassen und Überschiebungsweiten zwischen 80 und 120 km vertreten, wobei jedoch in bezug auf die stratigrafische und tektonische Stellung der Sedimentkomplexe zueinander weitgehende Differenzierungen gegenüber früher geäußerten Vorstellungen entwickelt wurden (Näheres s. Kap. 3.5.1.)

Auch das jüngste Konzept der 'Florentiner Schule' (in Sedimentary Geology, 4, 3/4, 1970; s. spez. ABBATE et al.) geht weiter von zwei Faziesräumen aus, einer ligurischen Eugeosynklinale und einer extern davon (NE bis E) anschließen-

den Miogeosynklinale, die Toskanikum und Umbro-Markiden umfaßt. Die Flyschsedimentation wird in drei aufeinander folgende Stadien (proto-, ortho-, kataturbiditisch) unterteilt. Betont wird vor allem ein kontinuierliches Wandern der Flyschfazies vom internen, ligurischen Bereich (ab U-Kreide) in den externen Bereich der Geosynklinale und ein damit verbundenes gleichsinniges Wandern einer orogenen Welle, ein Modell, das in sehr ähnlicher Form auch von WUNDERLICH in mehreren Arbeiten (1965-1966) vertreten wurde.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß es sich bei der Erforschung des Nordapennins mit zunehmendem Kenntnisstand herausstellte, daß es sich entgegen ersten Annahmen um ein sehr komplex aufgebautes Gebirge handelt, bei dem eine paläogeografisch komplizierte Anlage der Faziesgebiete - auch innerhalb der einzelnen Tröge - sowie eine intensive, teils synsedimentäre Tektonik die Deutung des Bauplanes sehr erschweren. Trotz zahlreicher Versuche ist es deshalb bisher noch nicht gelungen, eine Hypothese zum Bauplan des N-Apennins zu entwickeln, in die sich die vielen, besonders in den letzten Jahren immens angewachsenen neuen Erkenntnisse widerspruchsfrei einordnen lassen.

2.3. Problemstellung

Folgendes war aus der Literatur bekannt: Das Gebiet liegt im Grenzbereich zweier apenninisch streichender Faziesräume, der Umbromarkiden im NE und der südlich anschließenden, auf die Umbromarkiden aufgeschobenen - nach REUTTER (1968) emilianischen - Modino-Cervarola-Einheit, die beide u.a. durch mächtige, äußerlich recht ähnliche, oligo-miozäne Grauwackenflysche gekennzeichnet sind. Der südlichste Teil des Gebietes wird von einer allgemein als allochthon angesehenen Einheit mit ungeklärter bzw. umstrittener - emilianischer oder ligurischer - Herkunft eingenommen.

Es sollte versucht werden, durch eine geologische Kartierung sowie anhand von Dünnschliffen und Schlämmpfropfen

- eine stratigraphische und altersmäßige Einordnung der einzelnen Serien vorzunehmen,
- die faziellen und tektonischen Verhältnisse im Grenzbereich von Umbromarkiden und Modino-Cervarola-Einheit zu klären, insbesondere die Art der Kontakte zwischen den Grauwackenserien und das Verhältnis der Schiefer-tonmassen der sog. 'Argille Scagliose' zu diesen Komplexen,
- nach Möglichkeit eine Differenzierung dieser bisher einheitlich zusammengefaßten Schiefer-tonmassen aufgrund von Unterschieden in Fazies und/oder tektonischer Stellung zu den Nachbarserien durchzuführen unter besonderer Berücksichtigung eventuell vorhandener Einflüsse durch synsedimentäre Tektonik (Olisthostrome),
- das Alter der tektonischen Bewegung festzulegen,
- die gewonnenen Ergebnisse im Zusammenhang mit den bisher entwickelten Hypothesen zum Bauplan des Nordapennins zu diskutieren.

2.4. Vorausgegangene Arbeiten und Kartenunterlagen

Keine der bisher erschienenen Arbeiten behandelt das gesamte hier untersuchte Gebiet. An Arbeiten, die sich mit der Geologie von Teilen des Gebietes beschäftigen, sind zu nennen die von RISTORI (1889), NELLI (1923), SANESI (1965), RODOLFI (1966) über das Mugello-Becken, die von LOTTI (1920), PRINCIPI (1928, 1930), LIPPARINI (1928) über das Becken von Firenzola, die von PRINCIPI (1926), SIGNORINI (1937, 1941), BRUEREN (1941) über die nördlich und die von VALDUGA (1958) über die südlich des Mugello-Beckens anschließenden Zonen. Weiterhin gehören hierher die Arbeiten von MARTELLI (1922), RODOLICO (1941), CIPRIANI u. MALESANI (1963), CIPRIANI, MALESANI u. MANETTI (1965), GUAZZONE u. MALESANI (1970), MUCCHI (1964), die sich mit petrographischen, sedimentologischen und mikropaläontologischen Detailproblemen der untersuchten Zone befassen, sowie die Arbeiten von LOTTI (1910), LIPPARINI (1944), DAINELLI (1951), MERLA (1952), MERLA u. BORTOLCTTI (1958), die in einem größeren, regionalgeologischen Rahmen auch

das hier untersuchte Gebiet behandeln.

Die zu Beginn der Geländearbeit vorliegenden, auf Aufnahmen (SACCO) aus der Jahrhundertwende beruhenden, stark veralteten Blätter Vergato und Firenze der geologischen Karte 1:100 000 wurden in den Jahren 1967 (Firenze) und 1970 (Vergato) durch vollständige Neuauflagen abgelöst, die jedoch in Benennung und stratigrafisch tektonischer Interpretation sogar gleicher Serien nicht unerheblich voneinander abweichen.

An weiteren geologischen Kartenunterlagen waren zugänglich die Karten 1:50 000 von BRUEREN (1941), VALDUGA (1958) und SANESI (1965) sowie die nur für einen allgemeinen Überblick verwendbaren kleinmaßstäblichen Karten von SIGNORINI (1941), MERLA (1956,1957), MUCCHI (1964) und BORTOLOTTI et al. (1970 in Sedimentary Geology, Vol. 4, Nr. 3/4).

Als topografische Kartenunterlage dienten fotografisch auf den Maßstab 1:10 000 (für den nördlich des Mugello-Beckens gelegenen Teil) und 1:15 000 (für den südlichen Teil) gebrachte Vergrößerungen der 1:25 000-Blätter Ronta, Barberino di Mugello, S. Piero a Sieve, Borgo S. Lorenzo, M. Senario und Vaglia des Istituto Geografico Militare.

2.5. Morphologie und Hydrographie des Gebietes

Das Gebiet ist morphologisch in verschiedene, etwa parallel NW-SE verlaufende Zonen aufgegliedert.

Im nördlichen Teil befindet sich ein Sandsteinareal, das in diesem Teil des Apennins die Hauptwasserscheide aufbaut. Die nördlich der Wasserscheide gelegenen Wasserläufe entwässern über Santerno und Reno in die Adria, die südlich davon über Sieve und Arno in die Thyrrhenis. Die Wasserläufe folgen dabei im Arbeitsgebiet meist geologisch vorgegebenen Strukturen (Gesteinsgrenzen, Störungen etc.). Die Wasserscheide selbst ist gekennzeichnet durch eine

50 m bis 100 m breite, im wesentlichen noch zusammenhängende Verebenungsfläche in einer mittleren Höhenlage von 1000 m, die von einigen daraus aufsteigenden Bergkuppen etwas überragt wird. Sie verläuft in W-E-Richtung vom M. Faggio all'Ombrellino im NW des Gebietes zum M. Castel Guerrino, biegt dort nach SE ab bis zum Giogo-Paß und setzt sich von dort wieder in W-E-Richtung fort über Pgio. dei Prati Piani, M. Pratone und Aqua Buona.

Von N her greift in das Gebiet des Hauptkammes als eine unregelmäßig begrenzte, sich nach S hin verschmälernde Talform ein Ausläufer des Beckens von Firenzuola vor. Dieses Becken ist nur morphologisch ein Becken, das seine Entstehung dort lagernden, sehr weichen Gesteinen (vorwiegend Tone und Mergel) verdankt, die rascher erodiert werden, als die randlich anstehenden Sandsteine. Bei dem südlich der Wasserscheide anschließenden Mugello-Becken handelt es sich dagegen um ein auch tektonisch als solches angelegtes, plio-pleistozänes, intramontanes Becken.

Allgemein hat das Gebiet in Relief und Höhenlage - zwischen 192 m (Sieve) und 1114 m (M. Castel Guerrino) - Mittelgebirgscharakter. Im Bereich südlich der Hauptwasserscheide kam es jedoch stellenweise zur Ausbildung eines recht schroffen, alpin anmutenden Reliefs, da der Nordrand des in 200-400 m Höhe liegenden, als erste Erosionsbasis fungierende Mugello-Beckens nur maximal 6 km vom Hauptkamm entfernt ist. Die Wasserläufe schufen deshalb auf dieser Seite steile, bis an die Wasserscheide hinaufreichende V-Täler, deren Talboden aber meist stark verschottert ist, da die Erosionskraft der oft nur periodisch wasserführenden Bäche nicht ausreicht, um den anfallenden Schutt abzutransportieren.

Das von jungen fluvio-lakustrischen Sedimenten (Schotter, Sande, Tone) erfüllte Mugello-Becken wird durch zahlreiche aus dem Gebiet des Hauptkammes stammende, im Oberlauf z.T. recht tief in die jungen Sedimente eingeschnittene, parallel

NE-SW verlaufende Wasserläufe und sanft zum Beckentiefsten hin abfallende, schmale, langgestreckte Bergrücken und Hügelketten untergliedert. Das heutige Beckentiefste bildet der ganz an den südlichen Rand des Beckens verschobene Lauf des das Gebiet von W nach E durchfließenden Sieve.

Südlich des Sieve steigt das dann von Sandsteinen aufgebaute Gelände nach einem deutlichen Knick wieder sanft an, um eine weitere NW-SE streichende Bergkette aufzubauen, die mit Kammhöhen von max. 815 m (M. Senario) deutlich niedriger als die Hauptkette ist. Diese südliche Kette weist auch keinen zusammenhängenden Kamm mit einer etwa einheitlichen Höhenlage auf, sondern sie ist in verschiedene, generell NW-SE streichende, jedoch durch Quertäler zerschnittene Einzelstücke gegliedert, was seinen Grund darin hat, daß die die Kammlinie markierenden höchsten Erhebungen aus harten Gesteinen bestehen (Kalke und Sandsteine), die als isolierte Schollen in eine weiche Unterlage (vorwiegend Tone) eingebettet sind. Die Wasserläufe, die sich bevorzugt an die leichter ausräumbaren Gesteine bzw. an Störungszonen hielten, haben im Zuge der rückschreitenden Erosion diese Schollen längs entweder durchschnitten (Fso. Polcanto) oder umgangen (T. Carza), so daß die Wasserscheide heute nicht mehr im Bereich der höchsten Erhebungen verläuft. So befindet sich die in einer Höhenlage zwischen 490 m und 520 m liegende Wasserscheide der südlichen Kette (die südlich davon gelegenen Wasserläufe entwässern direkt in das Arno-Tal) um bis zu 5 km hinter dem mit Höhen bis zu 815 m (M. Senario) weitaus höheren Kamm.

Die südlich des Mugello-Beckens gelegene Kette ist mit dem nördlich davon gelegenen Hauptkamm durch einen im westlichen Teil des Arbeitsgebietes N-S verlaufenden und das Mugello-Becken in diese Richtung hin begrenzenden Höhenrücken verbunden.

3. S T R A T I G R A F I E

3.1. Vorbemerkungen

Die chronostratigrafische Zuordnung der Foraminiferen-Faunen folgt der Einteilung von BOLLI (1966). Die petrografische Klassifizierung der Sandsteine richtet sich nach dem Schema von PETTIJOHN (1957), die der Kalke nach dem Schema von FOLK (1962).

Zur Erleichterung der Orientierung sind hinter im Text erwähnten Lokalitäten des Arbeitsgebietes die Koordinaten des entsprechenden Planquadrates der geologischen Karte des Anhangs angegeben. Eine Tabelle mit den im Text verwendeten Abkürzungen für die einzelnen Serien befindet sich am Schluß der Arbeit.

Die Beschreibung der Serien erfolgt generell in der Reihenfolge, in der sie aus stratigrafischen und tektonischen Gründen im Gelände übereinanderliegen.

Zu den im Gebiet aufgeschlossenen Sandsteinen noch folgendes: Die über große Areale sich erstreckenden eintönigen tertiären Flyschsandsteinfolgen des Nordapennins wurden seit Beginn des vorigen Jahrhunderts mit dem Sammelnamen 'Macigno' belegt. Nach und nach zeigte es sich jedoch, daß unter diesem Namen faziell und altersmäßig verschiedene und tektonisch ungleichwertige Sandsteinkomplexe zusammengefaßt wurden. An die Stelle des Namens 'Macigno' trat eine Anzahl von meist lokalen Bezeichnungen. Gleichwohl wird dieser Name in der italienischen Literatur auch heute noch häufig und uneinheitlich auf tektonisch und stratigrafisch unterschiedliche tertiäre Flyschsandsteine angewandt. Strenggenommen gilt der Ausdruck Macigno nur noch für die auf dem Mesozoikum und der Scaglia Rossa liegende oligo-miozäne Flyschsandsteinfolge der Toskaniden II, welche die nordwestlichen Teile des Apennin-Hauptkamms aufbaut ('Hauptkamm-Macigno', K. GÜNTHER 1966).

Eine erste regional brauchbare Untergliederung wurde von R. SIGNORINI (1936) entwickelt. Aufgrund von Untersuchungen im Casentino unterschied er drei lithologisch und altersmäßig verschiedene Sandsteintypen, deren Vorkommen im wesentlichen auf drei benachbarte, zueinander parallel NW-SE streichende Zonen beschränkt ist. Ihnen sind die heute gebräuchlichen Bezeichnungen und die Zugehörigkeit zu einzelnen Faziesräumen nach dem Konzept von K.J. REUTTER (1966) gegenübergestellt:

SIGNORINI (1936)	heute gebr. Bezeichnung und Alter der Serie	Faziesraum
Macigno A	Macigno s. str., Hauptkamm-Macigno (K.GÜNTHER 1966), O-Oligozän - U-Miozän	Toskanikum
Macigno B	Cervarola-Sandstein i.w.S. O-Oligozän-Burdigal	Emilianikum
Macigno C	Formazione Marnoso-Arenacea, Burdigal-Torton	Umbro-Markiden

Vom Macigno im SW zur Formazione Marnoso-Arenacea im NE hin werden die Sandsteine immer jünger. Die stratigraphischen und tektonischen Beziehungen der Sandsteine zueinander werden von den Autoren je nach deren Vorstellungen über die Verteilung und Entwicklung der Faziesprovinzen unterschiedlich gedeutet. Es wird darauf im Verlaufe dieser Arbeit noch mehrfach eingegangen werden.

Alle drei Sandsteine sind, wie C. MIGLIORINI (1943, 1949) erstmals zeigte, aus resedimentiertem Material zusammengesetzt. Sie wurden nach KUENEN und MIGLIORINI (1950) rasch in Form von untermeerischen Trübströmen (turbidity currents) sedimentiert. Die Unterflächenmarken zeigen ziemlich konstant eine Strömungsrichtung aus NW an (TEN HAAF, 1959).

Qualitativen Difraktometeranalysen und mikroskopischen Untersuchungen von C. CIPRIANI und P. MALESANI (1963) zufolge scheint der Dolomitgehalt vom toskanischen Macigno

über die 'Formazione di Mugello' (= Cervarola-Sandstein) zur Formazione Marnoso-Arenacea hin zuzunehmen.

Die lithologische Ähnlichkeit dieser Flyschserien und ihre Armut an Makrofossilien führte immer wieder zu Verwechslungen. Erst die Entwicklung neuer Untersuchungsmethoden, vor allem die Weiterentwicklung der Mikropaläontologie ermöglichten eine zuverlässigere Trennung dieser Serien.

3.2. Formazione Marnoso-Arenacea (FMA)

3.2.1. Allgemeines:

Den Nordosten des Arbeitsgebietes nimmt eine Wechselfolge von Sandsteinen und Mergeln ein, die in der Literatur unter dem Namen 'Formazione Marnoso-Arenacea' (Mergel-Sand-Formation), im folgenden kurz FMA genannt, bekannt ist und die in Umbrien, der Romagna und den nördlichen Marken große Areale bedeckt.

Die FMA bildet im Untersuchungsgebiet ein schroffes, z.T. dicht bewaldetes Bergland mit Höhen zwischen 500 m und 1000 m, durch das die Hauptwasserscheide des Nordapennin verläuft. An den Talflanken der tief eingeschnittenen, bis zur Wasserscheide hinaufreichenden Täler und an Steilwänden insbesondere südlich der Wasserscheide ist die Schichtfolge oft so hervorragend aufgeschlossen, daß sich einzelne Sandsteinbänke kilometerweit verfolgen lassen.

Die als autochthon anzusehende Abfolge stellt das tiefste aufgeschlossene tektonische Stockwerk des Untersuchungsgebietes dar. Das Liegende der FMA ist in der Romagna und somit auch im Untersuchungsgebiet nicht bekannt. In Umbrien ist es eine bis in die O-Trias reichende Schichtfolge, die bis in das Eozän große Ähnlichkeit mit der Abfolge der Toskaniden II aufweist.

Vom Untersuchungsgebiet weg erstreckt sich die FMA in südöstlicher Richtung in einem durchschnittlich 30 km

breiten und ca. 180 km langen Streifen bis nach Mittelumbrien. Nach S wird die FMA von Gesteinen der auf sie aufgeschobenen Modino-Cervarola-Einheit im Untersuchungsgebiet vom auf- und im NW überschobenen Castel-Guerrino-Sandstein begrenzt. Diese tektonische Südgrenze läßt sich vom Mugello über wenigstens 120 km bis in den Raum von Perugia verfolgen. Nach N erstreckt sich die FMA bis fast an den Rand der Poebene, unter deren Sedimente sie einfällt, wobei von S nach N immer jüngere Sedimente auflagern, verbunden mit einem Übergang in Molassefazies.

Die Notwendigkeit der Abtrennung der FMA von ähnlichen oligo-miozänen Sandsteinen des Nordapennins ('Macigno') wurde zwar schon Ende des vorigen Jahrhunderts erkannt (SACCO, 1894, Blatt M. Falterona der geol. Karte 1:100 000), regionale Erstreckung und die Stellung zu den angrenzenden Sandsteinen blieben jedoch umstritten. Von BEHRMANN (1936) stammt eine erste kleinmaßstäbliche ungefähre Darstellung der Gesamtausdehnung der FMA. Für das Mugello-Gebiet führten PRINCIPI (1926), BRUEREN (1941), SIGNORINI (1941) und LOSACCO (1951, in MUCCHI 1964) genauere Abgrenzungen von den angrenzenden Sandsteinen durch. Besonders in den letzten Jahren war die FMA verstärkt Gegenstand spezieller Untersuchungen entweder geologisch-sedimentologischer (TEN HAAF 1959, RIZZINI u. PASSEGA 1964, RICCI LUCCHI 1965, 1969, SESTINI u. CURCIO 1965, PAREA 1967) oder petrographischer Art (GAZZI 1961, GANDOLFI u. GAZZI 1963, CIPRIANI u. MALESANI 1963 a, b, 1964, GUAZZONE u. MALESANI 1969, SESTINI 1970), auf die z.T. an geeigneter Stelle noch eingegangen wird.

Zu einigen Ansichten über die regionale Stellung und die Bildungsbedingungen der FMA folgendes: BEHRMANN (1936) und SACCO (1936) nahmen eine Ablagerung in einer subapenninen Saumtiefe an, die sich im Anschluß an eine oligozäne Heraushebung der weiter südwestlich gelegenen Teile des Nordapennins gebildet haben soll. SIGNORINI (1945)

hält die FMA ('Macigno C') für überall tektonisch vom 'Macigno B' (Cervarola-Sandstein s.l.) getrennt, ohne jedoch Übergänge zwischen beiden Komplexen auszuschließen. Seiner Ansicht nach erfolgte die Ablagerung der FMA in einem apenninisch streichenden Trog, wobei die als Schwelle angenommene 'Toscana metallifera' Sedimentlieferant gewesen sein soll. Das regelmäßige Alternieren der Schichten, die gute Gradierung und die zahlreichen in ihnen enthaltenen pelagischen Foraminiferen deuten nach SIGNORINI (1943) auf küstenferne Ablagerung hin. Dieser Ansicht schließt sich auch PELLEGRINI (1965) an. MIGLIORINI (1943, 1945) und KUENEN u. MIGLIORINI (1950) wiesen nach, daß die FMA aus resedimentiertem Material aufgebaut ist, das durch 'turbidity currents' transportiert wurde. Nach GUAZZONE u. MALESANI (1969) soll dies auch auf die mergeligen Interstraten zutreffen. Aufgrund eines von CIPRIANI u. MALESANI (1964) festgestellten, gegenüber den südlich anschließenden Sandsteinen erhöhten Dolomitgehaltes der FMA, nehmen BORTOLOTTI et al. (1970) für die Dolomitkomponente die Dolomiten als Liefergebiet an.

MERLA (1952, 1962) sieht die Ablagerung der FMA in Zusammenhang mit einer Verlagerung der Trogachse des toskanischen Troges nach NE. Er vermutet, daß die FMA im Bereich des tosko-romagnolischen Apennins möglicherweise ohne Sedimentationsunterbrechung 'in einem tieferen Meeresbecken' (MERLA 1952) direkt im Hangenden des 'Macigno B' abgelagert wurde. Dabei soll die im SE des Mugello-Beckens aufgeschlossene 'Serie di Vicchio', eine Folge von Mergeln im Dach des Macigno B (Cervarola-Sandstein s.l.), zwischen beiden Komplexen vermitteln. Das Konzept MERLAS, das eine weitgehende Autochthonie voraussetzt, wird in den jüngsten Arbeiten der 'Florentiner Schule' wiederaufgenommen (ABBATE et al. 1970, BORTOLOTTI et al. 1970). Danach stellt die FMA den externen Flysch der toskanischen Miogeosynklinale dar und ist mit den intern davon gelegenen Flyschsandsteinen des toskanischen Troges ursprünglich durch vertikale

u n d laterale Übergänge verbunden gewesen.

Auch GHELARDONI et.al.(1962) nehmen einen stratigrafischen Übergang Macigno B (Cervarola-Sandstein) - FMA an. Sie beschreiben aus dem Raum von Poretta Terme einen stratigrafischen Übergang von Macigno B über die 'Argille di Vidiciatico' in die 'Marne di Civago' und parallelisieren die letzteren und den daraus sich entwickelnden Sandstein mit der von diesen Vorkommen ca. 20 km südöstlich, im Mugello-Gebiet einsetzenden FMA.

Im Gegensatz zu diesen Konzepten meinen Vertreter der Deckentheorie (BALDACCI u.a. 1967), daß sich der interne Rand des Umbromarken-Trogges ursprünglich bis an den NE-Rand des toskanischen Autochthons (d.h.'Toskaniden I'), wie es in den Apuaner Alpen, den Pisaner Bergen und in der Montagnola Senese zum Vorschein kommt, erstreckte. Der Cervarola-Sandstein könne demnach nicht autochthon oder parautochthon sein, sondern Cervarola-Sandstein und FMA seien weder durch vertikale noch durch laterale Übergänge verbunden gewesen und der Ablagerungsraum des Cervarola-Sandsteines habe zwar auf der Externseite des toskanischen Autochthons, jedoch weiter westlich des Grenzbereiches Toskanikum-Umbromarkiden gelegen. In der tektogenetischen Hauptphase des Nordapennins, im Torton, seien dann im Verlaufe einer starken tektonischen Einengung der Ablagerungsräume die Sedimente der Umbromarkiden im Niveau triassischer Evaporite abgeschert und unter dem Druck der von SW her vorrückenden Decke, der 'Falda Toscana' (gebildet aus der 'zona toscana interna', d.h. Toskaniden II mit u.a. Macigno, und der nördlich davon gelegenen Unter-einheit des 'Complesso del Cervarola', d.h. der 'Modino-Cervarola-Einheit'), zusammengeschoben worden. Dabei sei mit Einengungsbeträgen bis zu 50 km (41 % der ursprünglichen Trogbreite) und Überschiebungen der 'Falda Toscana' auf die Umbromarkiden bis 20 km zu rechnen.

Das Alter der FMA wird heute meist mit Burdigal-Helvet angegeben (z.B. FAZZINI 1964, NOCCHI u. CATINELLI 1964, PELLEGRINI 1965). Die Sedimentation hielt aber noch bis ins Torton an (FREY 1965, AZZAROLI u. CITA 1967).

Im Untersuchungsgebiet läßt sich der Komplex der FMA in mindestens sechs Niveaus aufgliedern. Die Zugehörigkeit eines 7. Niveaus (Olisthostromargille a) ließ sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Die Unterteilung erfolgte in:



Die Beschreibung der einzelnen Glieder der Abfolge erfolgt vom stratigrafisch Liegenden ins Hangende. Dazu ist zu sagen, daß die ältesten Glieder der Abfolge längs des tektonischen Kontaktes zwischen FMA und dem auf- bis überschobenen Castel-Guerrino-Sandstein erscheinen. Dort bildet die FMA I eine nordostvergente Synklinale (Monoklinale) mit einem überkippt nach SW einfallenden, in die Luft ausstreichenden Südflügel, an dem die tieferen Glieder

der Abfolge zum Vorschein kommen.

3.2.2. Olisthostromargille a (OAa)

An der tektonischen Grenze zwischen Castel-Guerrino-Sandstein und FMA I erscheinen sporadisch in kleinen Aufschlüssen wirr verknietete rostbraune Schiefertone mit darin steckenden, durchschnittlich 5-20 cm großen, isolierten Brocken von Kalken und Sandsteinen, die unsortiert und unklassiert nebeneinanderliegen. Solche im Nordapennin weit verbreiteten chaotischen Tonschiefer-Mergel-Serien werden in der Literatur gemeinhin mit dem Namen 'Argille Scagliose' (Schuppige Tone) bezeichnet. Im Rahmen dieser Arbeit wird die Serie 'Olisthostromargille a (OAa)' genannt ¹⁾. Die Begründung dieser Namensgebung erfolgt in Kap. 3.3.1.

Lithologische Beschreibung: Das Aufschlußbild der OAa läßt darauf schließen, daß sie in Form eines Schlammstromes bewegt wurden. Die Schiefertone sind feinblättrig-schuppig, von rostbrauner bis schwärzlicher Farbe und stark in sich verknäult. Die Mehrzahl der darin steckenden Gesteinsbrocken bilden dichte, äußerlich hellgrau bis hellbraun anwitternde, muschelrig brechende, porzellanartige Kalke vom

¹⁾ Anm.: Sedimente, die überwiegend aus Tonen und Mergeln bestehen, können sich, sobald ein entsprechendes Gefälle entsteht und sie diagenetisch noch nicht vollständig verfestigt sind, submarin unter dem Einfluß der Schwerkraft als Gleitmasse in Bewegung setzen. Während des Gleitvorganges kommt es zum Zerbrechen der eingeschalteten inkompetenten Gesteinsbänke (Kalke, Sandsteine etc.) und zur Auflösung der gesamten Gesteinsfolge zu einem Schlammstrom (Syn. 'mudflow', DOTTE 1963), der - häufig unter Aufnahme von älteren und jüngeren Gesteinen der Umgebung - in ein benachbartes Becken gleitet und dort einsedimentiert wird. Eine solche, s y n s e d i m e n t ä r in eine jüngere Normalsedimentation eingebrachte Gleitmasse heißt nach FLORES (1955) und BENEDE (1956) ein O l i s t h o s t r o m , die darin enthaltenen festen Komponenten heißen O l i - s t h o l i t h e .

Palombino-Typ, denen, sofern es sich um echte Palombino-Kalke ¹⁾ handelt (Dünnschliffe erbrachten keine Fossilien), ein Unterkreide-Alter zukommt. Daneben kommen faustgroße, scharfkantige, hell- bis dunkelbraun verwitternde, im Anschlag dunkelgraue, feinkörnige und oft laminierte Sandsteine vor. Da die Aufschlüsse nur spärlich und klein sind, wurde möglicherweise nicht das gesamte lithologische Spektrum der OAa erfaßt.

Fossilien und Alter: Dünnschliffe und Schlämmprouben erwiesen sich als fossilieer. Das Alter kann deshalb nicht angegeben werden. Es läßt sich lediglich sagen, daß vermutlich unterkretazische Sedimente am Aufbau beteiligt sind.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit läßt sich nicht genau angeben. Sie schwankt, je nach Aufschluß, zwischen 3 m und 10 m im Ausbiß.

Stratigrafische Stellung: Stratigrafische Kontakte, die über die Zugehörigkeit der OAa zu einer der beiden angrenzenden Sandsteinserien (FMA oder Castel-Guerrino-Sandstein) Aufschluß geben könnten, ließen sich nicht nachweisen. Die wenigen aufgeschlossenen Kontakte sind alle tektonisch. Es läßt sich nicht einmal mit Sicherheit sagen, ob die einzelnen Vorkommen der gleichen Gleitmasse angehören. Während nämlich die Vorkommen im NW unter dem in normaler Lagerung nach SW einfallenden Castel-Guerrino-Sandstein liegen, befinden sie sich im E (bei Cerreto oder bei Bagnolo,) wo der Castel-Guerrino-Sandstein eine nordost-vergente Falte bildet, unter dem invers nach SW einfallenden liegenden Faltenschenkel, also im stratigrafisch Hangenden desselben. Stets könnte man die OAa ihrer Position nach jedoch als das stratigrafisch Liegende der FMA interpretieren. Die OAa oder Teile davon könnten also entweder zur Einheit

¹⁾ Anm.: Als Palombino-Kalke werden im Nordapennin porzellanartige, häufig Calpionellen-führende Kalke bezeichnet, die zusammen mit der 'Argille Scagliose s.str.' in der U-Kreide zum Absatz kamen.

des Castel-Guerrino-Sandsteines gehören, der an seiner Basis 'Argille' zu führen scheint. Sie könnten aber als Olisthostrom auch das tiefste im Gebiet aufgeschlossene Schichtglied der FMA darstellen. LIPPARINI (1944) hält z.B. aus tektonischen Gründen ('tettonica epiplastica') das Vorhandensein eines bisher noch nicht nachgewiesenen plastischen Horizontes unter der FMA für wahrscheinlich, der von der OAa gebildet werden könnte.

3.2.3. Levisone-Mergel

Entlang der tektonischen Grenze FMA/Castel Guerrino-Sandstein treten an verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes Mergel auf, die den stratigrafisch tiefsten, mit Sicherheit zur FMA gehörenden Horizont des Arbeitsgebietes bilden. Sie wurden vom Verfasser (1969) erstmals ausgeschieden und nach einem typischen Vorkommen am Torrente Levisone benannt.

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich um harte, splittrige, kalkreiche Mergel mit wechselnden Silt- und Glimmerbeimischungen und äußerlich hellgrauer bis gelblicher, im Anschlag dunkelgrauer Farbe, die unter dem Einfluß der Verwitterung in scharfkantige, längliche Bruchstücke von wenigen Zentimetern bis zu ca. 20 cm Länge zerfallen.

Sie wurden durch tektonische Beanspruchung intensiv zerschert, so daß eine Schichtung nur noch undeutlich zu erkennen ist. Die zahlreichen sie durchziehenden, von Kalzit ausgeheilten Klüfte sind fast immer durch Verwitterungslösungen bräunlich gefärbt. Die hangenden Partien der Levisone-Mergel wurden von einer fleckig diffusen Silifizierung erfaßt, die in einigen Fällen auch zur Bildung von braunschwarzen, bis 5 cm dicken und mehrere Meter langen schichtparallel eingelagerten Hornsteinlagen führte.

Der Übergang in die FMA I erfolgt über eine etwa 10 m mächtige Zone, in der sich erst wenige Zentimeter dicke,

dann zunehmend mächtiger werdende (20-50 cm), feinkörnige, laminierte Sandsteine einschalten, unter gleichzeitiger Abnahme der jetzt deutlich feingeschichteten und stark siltigen Mergelschichten. Die Grenze zur FMA wurde dort gezogen, wo die ersten dickeren Sandsteinbänke (ab 20 cm) auftraten und die mergeligen Zwischenschichten deutlich an Mächtigkeit abnahmen.

Fossilien und Alter: Fast alle Schlammproben erbrachten eine mäßig bis gut erhaltene, vorwiegend benthonische Fauna:

Probe 121 (Giogo-Paß, Best. Prof. HAGN, München) zeigte mit

Ammodiscus sp., *Psammosiphonella* sp., *Stilostomella verneuili* (D'ORBIGNY), *Cibicides Cushmanni* (NUTTALL), *Gyroidina girardana* (REUSS), *Eponides* sp.
Globigerina globularis ROEMER
Globigerina regularis TERQUEM
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN u. BERMUDEZ)
Globigerinita pera (TODD)

ein O - O l i g o z ä n - Alter.

Probe 82 (Torrente Levisone) erbrachte mit

Karrerella bradyi (CUSHMAN), *Karrerella subcylindrica* (NUTTALL), *Vulvulina spinosa* (CUSHMAN), *Anomalina* cf. *alazanensis* NUTTALL, *Cibicides Cushmanni* (NUTTALL), *Eponides* sp., *Siphonodosaria verneuili* (D'ORBIGNY), *Siphonodosaria Nuttalli* (CUSHMAN u. JARVIS), *Glandulina laevigata* (D'ORBIGNY),
Globigerina venezuelana (HEDBERG),
Globigerina tripartita (KOCH),
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN u. BERMUDEZ)

eine Fauna, die sich in den Zeitraum O - O l i g o z ä n - h ö h e r e s A q u i t a n einstufen läßt. Das massenhafte Auftreten von *Globigerinita dissimilis* (CUSHMAN u. BERMUDEZ) in dieser Probe sowie in den Proben 147 und 131 kann auf die 'Globigerinita dissimilis-Zone' des höheren Aquitan hindeuten. Zwei Proben aus dem Grenzbereich zur FMA (158 162) erbrachten erst im höheren Aquitan auftretende Globigerinoides-Formen, darunter Globigerinoides trilobus (REUSS) und fragliche Orbulinen, die auf ein

Alter von O - A q u i t a n bis U - B u r d i g a l
hinweisen.

Mächtigkeit: Eine sichere Mächtigkeitsangabe läßt sich für die Levisone-Mergel nicht machen, da sich wegen der schlechten Schichtung Ausdünnungen oder Schichtverdoppelungen nicht ausschließen lassen, die angesichts der starken tektonischen Beanspruchung möglich wären und da zudem das Liegende der Mergel nicht mit Sicherheit aufgeschlossen ist. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt bei Cerreto ca. 130 m, am T. Levisone 130 m, am Giogo-Paß 30 m, bei Bagnolo nur 15 m und bei Puligno 30 m.

3.2.3.1. Zur regionalen Stellung der Levisone-Mergel

Graue Mergel mit Hornsteinen und Oligozän-Aquitän-Alter im Liegenden der FMA werden aus Umbrien immer wieder beschrieben (LOTTI 1926, PRINCIPI 1923, 1932, RENZ 1935, SELLI 1954, BARNABA 1958, NOCCHI 1961, PIALLI 1968 u.a.), ebenso aus von GHELARDONI et al. (1962) zur FMA gerechneten Vorkommen im NW des Arbeitsgebietes ('marne di Civago' GHELARDONI et al. 1962, 'Suviana-Mergel' REUTTER 1966, HEMMER 1966, HEYMAN 1968, RENZ 1971, STRUENSEE 1967). Wenn es auch fraglich ist, ob man die einzelnen Vorkommen parallelisieren kann, so scheint doch zumindest eine Fortsetzung der Levisone-Mergel in die Suviana-Mergel durchaus möglich, zumal die in ihren östlichsten Vorkommen knapp 15 km entfernten, faziell und faunistisch sehr ähnlichen Suviana-Mergel ziemlich genau im Streichen der schon erwähnten Synklinale liegen, längs der die Levisone-Mergel aufgeschlossen sind und zudem der Trog der FMA sicherlich nicht dort sein primäres Ende hatte, wo die Sedimente der FMA unter den sie überschiebenden Castel Guerrino-Sandstein abtauchen.

Abb. 3

Kontakt Olisthostrom-
argille a (OAa) -
Levisone Mergel (LM)
FMA I an einem über-
kippten, parautoch-
thonen Teilstück der
FMA bei Barco



Abb. 4

Die FMA I im Bereich
des Pian del Giogo



und des M. Pratone

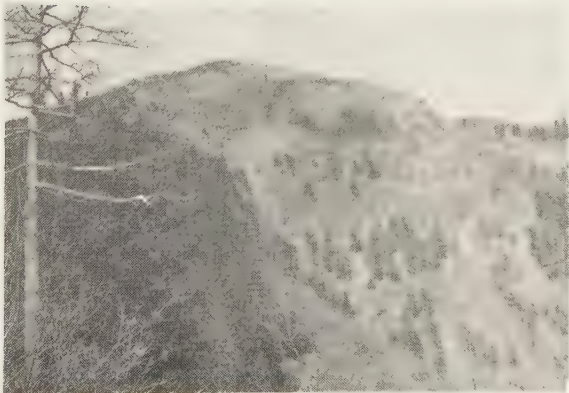


Abb. 5

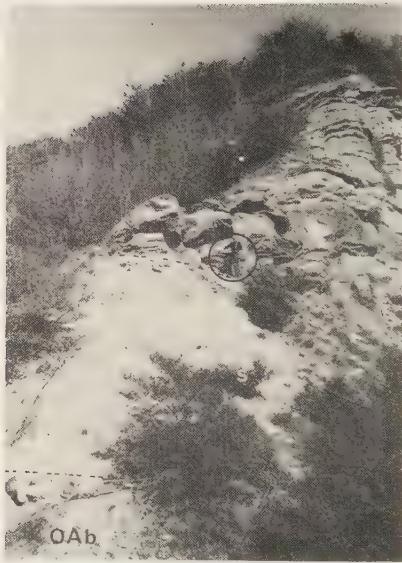


Abb. 6

Der Kontakt zwischen FMA II und
nördlich des M. Pratone
(OAb = Olisthostromargille b)



Abb. 7

Sambucheta-Mergeln (S)
und am M. La Fagetta
(s.a. Rhythmogramm)

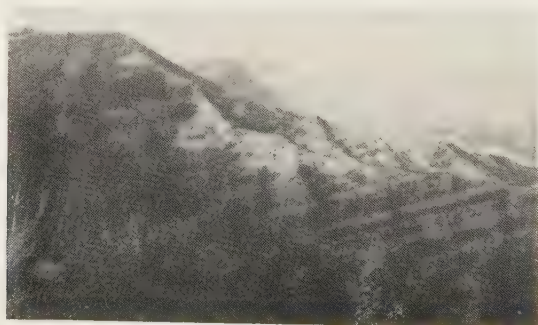


Abb. 8

Die FMA im Gebiet des M. Carzolano
etwas östlich des Arbeitsgebietes.
(Blick nach NE)

3.2.4. Formazione Marnoso-Arenacea I (FMA I)

Aus den Levisone-Mergeln geht ohne scharfe Grenze die eigentliche FMA hervor, eine wegen ihrer Resistenz gegenüber der Verwitterung sehr gut aufgeschlossene Wechselfolge von Sandsteinen und Mergeln. Sie wird hier unterteilt in die liegende FMA I und die sie im NE überlagernde, lithologisch gleiche FMA II, von der sie durch einen Argille-Mergel-Zug getrennt ist.

Lithologische Beschreibung: Ein auffallendes äußeres Kennzeichen der gesamten FMA (FMA I u. II) ist, neben der extrem ruhigen Schichtung, die ziemlich einheitlich aschgraue Verwitterungsfarbe, die ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber den mehr gelblichbraun verwitternden übrigen im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Sandsteinserien darstellt.

Es handelt sich um eine rhythmische Sedimentation in Form einer eintönigen Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln. Jeder Sedimentationsrhythmus beginnt mit einer Sandsteinlage, die mit scharfer Unterfläche einsetzt und nach oben ohne scharfe Grenze rasch in harte Mergel übergeht. Die Mächtigkeit der einzelnen Rhythmen schwankt, ohne daß sich eine Regel feststellen ließ, zwischen wenigen Zentimetern und etwa 3,50 m, wobei die (geschätzte) durchschnittliche Mächtigkeit etwa bei 2 m liegt. Es kommen aber auch einzelne Sandsteinbänke bis zu 5 m und Mergellagen bis zu 20 m Dicke vor. Das durchschnittliche Sandstein-Mergel-Verhältnis, das durch die Vermessung von etwa 500 m Schichtfolge des liegenden Teiles der FMA I bestimmt wurde, liegt bei 1:3.

Generell weisen alle Sandsteine typische Merkmale auf, die sie als Turbidite charakterisieren. Es lassen sich jedoch aufgrund äußerer Kennzeichen drei Typen unterscheiden:

Typ A: Fein- bis mittelkörnige, harte, im Anschlag blaugraue kompakte Sandsteine mit deutlicher Gradierung. Die Korngröße überschreitet im allgemeinen auch an der Basis nicht 1 mm. Nur bei mächtigeren Bänken über 2 m fanden sich an der Bankunterseite vereinzelt größere Komponenten (bis 1 cm ϕ) - meist gut gerundete Quarze, aber auch eckige Kalke (s. Schliff 90). Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen ca. 50 cm und 4 m (selten) bei einer mittleren Mächtigkeit von ca. 80 cm. Ein sehr auffälliges Merkmal dieser Bänke sind zahlreiche Unterflächenmarken wie 'flute casts', 'load casts' und 'groove casts', wobei die 'groove casts' bevorzugt in Bänken unter 1 m vorkommen und die 'load casts' mehr an die mächtigen Bänke (über 2 m) gebunden sind. Aus eingemessenen 'flute casts' konnten z.T. mit Hilfe des Schmid'schen Netzes Strömungen aus Richtungen zwischen 280° und 315° bestimmt werden. Neben den anorganischen Marken treten an den Unterflächen, oder auch Sandsteine und Interstraten durchsetzend, röhrenförmige 1-2 cm im Querschnitt messende Gebilde auf, die mit Sand ausgefüllte Spuren grabender Organismen darstellen.

Typ B: Ein weiterer, besonders im Liegenden Teil der FMA I häufiger Sandsteintyp sind sehr feinkörnige Sandsteine, die makroskopisch keine Gradierung erkennen lassen, dafür aber eine ausgezeichnete bankparallele Feinschichtung (Lamination) aufweisen ('Laminite' nach LOMBARD 1963). Die Mächtigkeit der Bänke liegt zwischen 5 cm und etwa 1 m, meistens bei 20-50 cm. An der Bankunterseite wurden in diesen Bänken nur gelegentlich 'groove casts' beobachtet. Diese Sandsteine weisen einen auffällig höheren Glimmergehalt auf als die Sandsteine vom Typ A. Besonders die dünnen plattigen Bänke der Übergangszone Levisone-Mergel/FMA I enthalten viel schichtparallel angeordneten Glimmer und lassen sich leicht in dünne Tafeln aufspalten, weshalb sie früher in beschränktem Umfang zur Verwendung als Dachziegel gebrochen wurden.

Hin und wieder treten in den laminierten Sandsteinen auf den Schichtflächen verkohlte, fein zerstückelte Pflanzenreste auf. Etwas häufiger sind sie im liegenden Teil der FMA I.

Die Genese der laminierten Sandsteine in Flyschfolgen ist noch umstritten. Nach LOMBARD (1963) lassen sich von Turbiditen die feinkörnigeren Laminite abtrennen. Die Entstehung der Laminite sei nicht auf 'turbidity currents' zurückzuführen, wenngleich auch das Material der Laminite ebenso wie das der Turbidite als Suspension in das Sedimentationsbecken eingebracht werde. Die Feinheit der Kornfraktion verhindere jedoch, daß sich aus dieser Suspension ein rasch fließender, turbulenter Trübstrom entwickle, so daß die Verteilung des Materials durch Meeresströmungen erfolge. Im Gegensatz dazu nehmen u.a. Ph. KUENEN und seine Schüler an, daß die laminierten Sandsteine als distale Turbidite anzusehen seien. Nach BOUMA (1962), der Lombards Einteilung als künstlich verwirft, lassen sich Turbidite nach bankinternen Sequenzen unterscheiden. Ein 'vollständiger Turbidit' enthält danach eine aus 5 Intervallen (a-e) abnehmender Korngröße aufgebaute Sequenz (Ta-e) und zwar von unten nach oben: a) gradiertes Intervall, b) unteres Intervall mit paralleler Lamination, c) Intervall mit 'current ripple lamination', die sich zu 'convolute lamination' steigern kann, d) oberes Intervall mit paralleler Lamination, e) pelitisches Intervall. Diese vollständige Sequenz ist nur selten verwirklicht. Wesentlich häufiger sind Sequenzen mit Tb-e, Tc-e, Td-e, Te ('base cut out sequences') oder Ta, Ta-b, Ta-c ('truncated sequences') oder Kombinationen beider Typen. Die Ausbildung der Sequenzen sei abhängig von Korngröße und Geschwindigkeit des Trübstromes. Innerhalb eines solchen kommt es nach BOUMA mit abnehmender Geschwindigkeit und zunehmender Entfernung vom Herkunftsgebiet nacheinander zur Ausbildung der Sequenzen Ta bis Te, die laminierten

Sandsteine wären also distale Ablagerungen bereits langsam fließender Trübströme. (WALKER 1965 benutzte diese Vorstellungen zur Entwicklung eines Proximalitätsindex, der eine quantitative Angabe über den Grad der Proximalität einer Flyschfolge erlauben soll).

Bei der Mehrzahl der Sandsteine der FMA vom Typ A (s.o.) handelt es sich um Turbidite, die mit dem BOUMA-Intervall a beginnen, während die laminierten Varietäten vom Typ B mehr den 'base cut out sequences' zuzurechnen sind. Eine quantitative Nachprüfung dieser Verhältnisse war jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Detailstudien dazu, wie sie von BOUMA (1926) in geringem und in weit größerem Ausmaß (Messung von 5776 Bänken) von RICCI LUCCHI (1969a) durchgeführt wurden, zeigten, daß die Sandsteinbänke der FMA überwiegend (80,55 %, RICCI LUCCHI) der BOUMA-Sequenz Tc-e zugeordnet werden können, während die vollständige Sequenz Ta-e nur zu 10 % vorkommt.

Typ C: Gelegentlich trifft man auf Bänke eines dunkelgrauen bis grünlichgrauen Sandsteines, der ein auffällig gröberes Korn aufweist (Korngröße bis 3 mm) und der, da das Gestein wenig Bindemittel enthält, ziemlich stark absandet. Schon makroskopisch fallen auf der Oberfläche herausgewitterte rundliche Quarzkörner auf. Bei der Verwitterung erhalten diese Bänke ein flaseriges Aussehen. Eine Gradierung ist kaum ausgebildet. Meist ist auch die gröbste Fraktion zumindest über die unteren zwei Drittel einer Bank verteilt. Ins Hangende gehen diese Bänke in schlecht geschichtete, sandige Mergel über. Auffallend ist der Gehalt an über die ganze Bank verteilten, bis zu mehreren Zentimetern großen Ton- und Mergelschmitzen. Die Mächtigkeit der Bänke liegt zwischen 50 cm und 2,50 m, meist über 1 m.

DZULINSKI u.a. (1959, S. 1114) bezeichnen derartige Sandsteine, die durch geringen Pelitgehalt, schlechte Gradierung, grobkörniges bis konglomeratisches Material, fehlende

Strömungsmarken und häufig ungewöhnliche Bankdicke ausgezeichnet sind, als *F l u x o t u r b i d i t e* und deuten sie als Ablagerungen eines Übergangsstadiums zwischen sub-mariner Gleitung und echten Turbiditen. RIZZINI u. PASSEGA (1964, S. 71) beschreiben Sandsteine vom Typ C aus der FMA im Santerno-Tal, akzeptieren aber den Namen Fluxoturbidite nicht, sondern schlagen die Bezeichnung 'Undaturbidite' vor. Da die Entstehung derartiger Sandsteine auf Ablagerungsbedingungen 'intermédiaire entre les dépôts des vagues et les turbidites' zurückgehe. Von WALKER (1967), der solche Sandsteine in die Verwandtschaft zu proximalen Turbiditen stellt, wird der Name Fluxoturbidite ebenfalls abgelehnt, da wegen der unscharfen Definition keine Abgrenzung von proximalen Turbiditen oder von 'pebbly mudstones' möglich sei und diese Bezeichnung zudem einen oder mehrere noch kaum bekannte Transportmechanismen bereits genetisch klassifiziere.

Neben den Sandsteinen befinden sich in der FMA I sehr untergeordnet auch 50 cm Mächtigkeit nicht überschreitende Bänke von dunkelgrauen, harten *K a l k e n*, die weißlich-grau verwittern.

Bei den Interstraten handelt es sich überwiegend um schlecht geschichtete, harte kalkreiche *M e r g e l* von aschgrauer Farbe. Daneben kommen siltige Mergel oder auch geringmächtige, gut geschichtete, schwärzliche, tonreiche Mergel vor. Etwa 650 m südwestlich des Giogo-Passes (K 4,5) wurde in einem Steinbruch eine 35 cm dicke Lage aus kaum verfestigtem, stark sandigem, verkohlten *P f l a n z e n h ä c k s e l* gefunden.

Petrografischer Befund: Alle drei Sandsteintypen schwanken in der Zusammensetzung zwischen *l i t h i s c h e n* und *f e l d s p ä t i g e n* *G r a u w a c k e n*. Die Zusammensetzung des folgenden, aus dem basalen Teil einer Bank angefertigten Schliffes kann in etwa als typisch angesehen werden:

Schliff 90

Mineralbestand: ca. 2 mm große, eckige Körnchen aus Quarz (z.T. undulös auslöschend), wenig Plagioklas (teils frisch, teils serizitisiert), Muskovit, Chlorit, Titanit.

Lithische Bestandteile: ca. 2 mm (in einem Fall 1 x 1 cm) große, eckige Stückchen von etwas Quarzdetritus führenden Kalken (Mikrite) mit nicht näher bestimmbaren Resten von Globigerina sp., in einem Fall auch von Globotruncana sp.. Feinkörnige Grauwacken, Quarzite mit Pflasterstruktur.

Organische Reste: Zerbrochene Gehäuse von Foraminiferen, Echinodermenstacheln.

Matrix: Feinfilzig, aus Karbonat und Serizit.

Der aus einem Kalk angefertigte Schliff 91 zeigt:

das Gestein ist überwiegend aus dichtgepackten Globigerinen aufgebaut ('packed biomicrite', FOLK 1962), meistens von der Spezies Globigerinita dissimilis (CUSHMAN u. BERMUDEZ). Eingestreut sind wenige Körnchen von Quarz, Plagioklas und Epidot.

Alter: Während die Sandsteine fossilarm sind, enthalten die Mergel fast immer eine gut erhaltene, reiche, überwiegend pelagische Foraminiferenfauna.

Die aus dem liegenden Teil der FMA I bei Madonna di Tre Fiumi entnommene

Probe 134 erbrachte mit

Nonion sp.

Pleurostomella alternans SCHWAGER

Glandulina laevigata D'ORBIGNY

Globigerinita dissimilis (CUSHMAN u. BERMUDEZ)

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globigerinoides trilobus primordius BLOW u. BANNER

Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)

Orbulina suturalis BRÖNNIMANN

eine Fauna, die in das U n t e r - B u r d i g a l eingestuft werden kann.

Die aus dem Hangenden der FMA I bei Mansalto stammende

Probe 61 ließ sich mit

Elphidium sp.

Globorotalia opima nana BOLLI

Globigerina officinalis SUBBOTINA

Globigerina praebulloides BLOW

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Orbulina suturalis BRÖNNIMANN

ebenfalls nur in das U n t e r - B u r d i g a l einordnen. Die übrigen Proben aus der FMA I brachten ähnliche Ergebnisse. Ein deutliches Jüngerwerden der Hangendfaunen gegenüber den Liegendfaunen konnte trotz großer Mächtigkeit der FMA I (mindestens 1000 m) nicht festgestellt werden. Dies spricht für eine sehr rasche Schüttung.

3.2.5. Olisthostromargille b (OAb)

In einer NW-SE streichenden, tektonisch stark beanspruchten, morphologisch meist als Tal ausgebildeten Zone zwischen Fognano und Aqua Buona erscheint ein Streifen von 'Argille' und daraufliegenden Mergeln, der die FMA I von der FMA II trennt und der sich über etwa 10 km Länge bis östlich von Casaglia - außerhalb des Arbeitsgebietes - erstreckt. Die 'Argille' werden im Rahmen dieser Arbeit Olisthostromargille b (OAb) genannt. Die OAb lassen sich nicht durchgehend verfolgen. Ihr Auftreten ist im NW des Streifens an sehr kleine Vorkommen gebunden, stellenweise fehlen sie auch völlig. Sie scheinen dort infolge späterer tektonischer Beanspruchung ausgequetscht zu sein. Nach SE hin nehmen die Vorkommen an Ausdehnung und Mächtigkeit zu. Dichter Bewuchs und starke Überschotterung durch die angrenzenden Sandsteine verhindern meist eine genauere Beobachtung der OAb. Lesesteine sind selten. Die anschließende Beschreibung ist deshalb möglicherweise lückenhaft.

Lithologische Beschreibung: Die OAb zeigen eine vollständig chaotisierte Lagerung - ein ursprünglicher Schichtverband ist nur noch an wenigen Stellen in Resten erhalten. Dies deutet auf ihren Transport in Form eines Schlammstromes hin. In feinblättrigen, meist bräunlichen, manchmal auch grünlichen Schiefertönen stecken isolierte Brocken (Olistholithe) von Kalken und Sandsteinen oder auch Reste zusammenhängender Schichtfolgen. Der überwiegende Teil der mengenmäßig weit hinter den Tönen zurücktretenden Gesteinsbrocken wird von bis kubikmetergroßen, dichten, porzellan-

artigen, außen weißlichgrauen bis gelblichen, im frischen Bruch hellgrauen Kalken vom Palombino-Typ gebildet. Dazu kommen, untergeordnet, meist nur faustgroße, scharfkantige Brocken eines bräunlich bis schwärzlich anwitternden, im frischen Zustand dunkelgrauen, sehr feinkörnigen Sandsteines und äußerlich hellbraune, im Anschlag hellgraue, feingestreifte mergelige Kalke.

Etwa 500 m nördlich des M. Pratone (N 4), wo eine neu angelegte Forststraße gute Aufschlüsse lieferte, wurde eine etwa 10 m mächtige, in sich sehr gestörte Folge von 10-20 cm mächtigen, hellbraun bis ocker anwitternden laminierten Kalken und sehr feinkörnigen Kalksandsteinen in Wechsellagerung mit 10-50 cm mächtigen, feinblättrigen, braunschwarzen Schiefertönen angetroffen.

Fossilien und Alter: Die Altersbestimmung der OAb gestaltete sich wegen des Mangels an Fossilien schwierig. Ein Schliff aus den laminierten Kalken der erhaltenen Schichtfolge an der Forststraße erbrachte einige nicht näher bestimmbare Globorotalien, die auf ein *P a l e o z ä n - E o z ä n* - Alter hinweisen. Falls es sich bei den Kalken vom Palombino-Typ um echte Palombino-Kalke handelt (Schliffe blieben fossilileer), und die aufgefundenen Gesteine die vollständige Zusammensetzung der OAb wiedergeben, sind die OAb aus Gesteinen aufgebaut, die in einem Zeitraum zwischen *U - K r e i d e* und *P a l e o z ä n / E o z ä n* gebildet wurden.

Zwei aus den Tönen der OAb entnommene Schlammproben erbrachten jedoch auch Faunen, die sich in das *U - B u r d i g a l* einstufen lassen:

Probe 73 (Weg Osteto-Pratelle)

Porticulasphera glomerata (BLOW)

Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)

Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR

Globigerinita dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Orbulina suturalis BRÖNNIMANN

Probe 148 (Weg Lame-Aqua Buona)

Globorotalia sp.
Globorotalia obesa (BOLLI)
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinita unicava (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN

Es handelt sich bei beiden Proben um eine Faunengemeinschaft des U - B u r d i g a l , wie sie für die angrenzenden Sandsteine der FMA typisch ist. Vermutlich gerieten diese Foraminiferen in die wahrscheinlich älteren Tone hinein, als die Tone in Form eines Schlammstroms umgelagert wurden. Die Umlagerung, oder zumindest die letzte Umlagerung der OAb ist demnach im U-Burdigal erfolgt, was auch aus ihrer Lage zwischen FMA I und II folgt. Die Mächtigkeit der OAb läßt sich nur abschätzen. Sie beträgt im Untersuchungsgebiet maximal 15 m.

3.2.6. Sambucheta-Mergel

In einer für Hangendkontakte von Olisthostromen typischen Weise gehen, wie ca. 500 m nördlich des M. Pratone beobachtbar, ohne scharfe Grenze aus den OAb Mergel hervor, die nach einem gut aufgeschlossenen Vorkommen im Tal bei Sambucheta in dieser Arbeit Sambucheta-Mergel genannt werden. BRUEREN (1941) schied diese Mergel, ohne ihnen einen Namen zu geben, erstmals aus.

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich, wie bei den Levisone-Mergeln, um schlecht geschichtete, harte, splittige Mergel. Jedoch ist ihre Verwitterungsfarbe häufig etwas gelblicher und ihr Siltgehalt scheint etwas höher zu sein. Sie verwittern mehr in fingernagelgroße Plättchen und längliche, kantige, unregelmäßige Splitter. Hornsteine, wie sie im Hangenden der Levisone-Mergel regelmäßig auftreten, ließen sich nur an einer Stelle ca. 600 m südwestlich von Fognano (L2) nachweisen. Sie befinden sich dort ebenfalls in den Hangendpartien der Mergel.

Auch diese Mergel sind, wie gelegentlich sichtbare Kleinfalten sowie die intensive Zerschörung zeigen, tektonisch stärker beansprucht worden. Ins Hangende erfolgt, ähnlich wie bei den Levisone-Mergeln, über eine ca. 5 m mächtige Zwischenzone mit zahlreichen 1-30 cm mächtigen, laminierten, feinkörnigen Sandsteinen der Übergang in die FMA II.

Fossilien und Alter: Die Proben 18, 72 und 139 erbrachten zusammen mit

Karrerella sp., Nodosaria sp., Chrysalongonium sp., Gyroidina girardana (REUSS), Siphonodosaria nuttalli (CUSHMAN & JARVIS), Glandulina laevigata (D'ORBIGNY), Ellipsoglandulina multicostata, Porticulasphera glomerosa (BLOW)
Globorotalia scitula (BRADY)
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN (zahlreich)
Orbulina universa D'ORBIGNY

eine Faunengemeinschaft, die sich in das m i t t l e r e bis h ö h e r e B u r d i g a l einstufen läßt.

Mächtigkeit: Sie liegt bei etwa 35 m.

3.2.7. Formazione Marnoso Arenacea II (FMA II)

Lithologische Beschreibung: Die für die FMA I gegebene Beschreibung der Lithologie trifft im Prinzip auch auf die FMA II zu. Zwei nach Vermessung von 330 (M. La Fagetta) und 231 Bänken (Pgio. dei Ronchi) mit Hilfe eines elektronischen Rechners (ICL 1909) hergestellte Rhythmogramme (s. Anhang und Kap.3.2.10.) und die dazu gehörenden Häufigkeitsverteilungen der Bankmächtigkeiten mögen einen Eindruck vom Sedimentationsbild der FMA II geben: Beide Rhythmogramme setzen etwa an der Grenze Sambucheta-Mergel/FMA II ein. Die Profile sind etwa 2 km im Streichen voneinander entfernt. Wie aus den Rhythmogrammen ersichtlich werden die Kleinrhythmen (ein Rhythmus besteht aus 1 Sandstein- und 1 Mergellage) in unregelmäßigen Abständen von Großrhythmen überlagert, bei denen auf eine allmähliche Zunahme

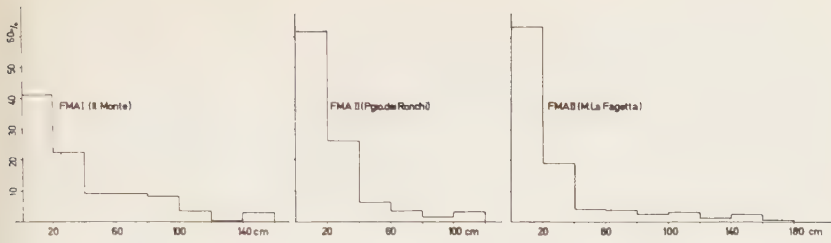


Abb. 9 Häufigkeitsverteilung der Sandsteinbänke der FMA I und II bei
 a) Il Monte (FMA I)
 b) Pgio. dei Ronchi (FMA II)
 c) M. La Fagetta (FMA II)

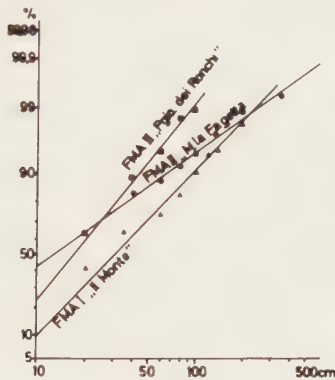


Abb. 10 Häufigkeitsverteilung der Sandsteinbänke der FMA I und II im Wahrscheinlichkeitsnetz



Abb. 11 Auskeilen der FMA II nach W im Vecchione-Tal



Abb. 12

Die OAc nördlich von
Casetta di Rocco



Abb. 13

Olistholith eines
mergeligen Kalkes
(s. Kap. 3.3.5)

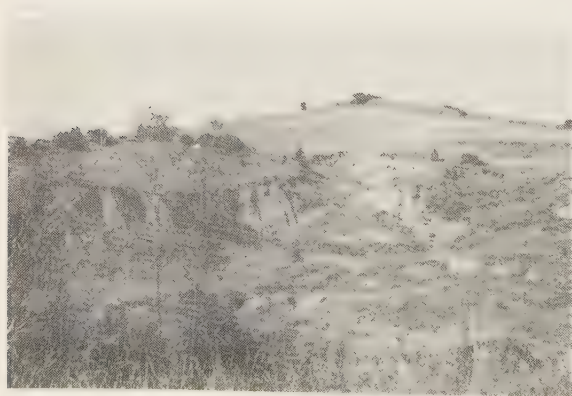


Abb. 14

Franen von OAc im
Vecchione-Tal

der Sandsteinmächtigkeit nach Erreichen eines Mächtigkeitsmaximums eine allmähliche Abnahme der Mächtigkeit folgt. Innerhalb dieser Großrhythmen, die besonders deutlich in den Diagrammen vom M. La Fagetta und dem der FMA I in Erscheinung treten, besteht auch eine positive Korrelation zwischen Sandstein- und Mergeldicke. Weiterhin zeigen die Rhythmogramme, daß das Schwergewicht der Sedimentation, wie in der FMA I, auf der Seite der Mergel liegt. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß das Verhältnis zwischen den aufsummierten Sandstein- und Mergelmächtigkeiten ('Stäten-Interstraten-Verhältnis') innerhalb der äußerlich recht uniformen Serie stark schwankt; und zwar liegt es beim M. La Fagetta¹⁾ bei 1:2,5 und am Pgio. Dei Ronchi bei 1:4 (Vergleich: FMA I bei Il Monte 1:3).

Die Diagramme der Häufigkeitsverteilung der Bankmächtigkeiten zeigen ein Maximum im Bereich zwischen 0 und 20 cm. Es ist fraglich, inwieweit dieses Maximum signifikant ist, da es auf die dünnen, überwiegend nur wenige Zentimeter mächtigen, meist in weitaus mächtigere Mergellagen eingeschaltete sandige Lagen zurückgeht, deren äußere Ansprache als echte Sandsteinlagen oder als stärker siltige Lagen innerhalb der Mergel insbesondere bei den geringmächtigen Bänken oft schwer fällt.

Eine Besonderheit innerhalb der FMA II muß hier noch erwähnt werden. Die FMA II bildet zwischen Osteto (M2) und La Serra (P3) eine Struktur, die man in etwa mit einer stark asymmetrischen Mulde beschreiben kann, deren ca. 140° streichende Achse nach SE aushebt und deren südliche Teile längs einer im Nordteil der 'Mulde' verlaufenden, ebenfalls 140° streichenden Abschiebung relativ nach unten versetzt wurde. Die auch morphologisch als Mulde ausgebildete Struktur ist in ihrem Kern mit der die FMA nach NW begrenzenden

1) s. Abb. 7

'Argille c' gefüllt. Den südlichen Muldenschenkel begleiten im Hangenden sedimentär mit ihr verbundene Mergel (Mergel von Osteto). Der südliche Schenkel ist bei La Serra etwa 450 m mächtig. Verfolgt man ihn jedoch nach NW, so sieht man, daß die Mächtigkeit ständig abnimmt. Von der Höhe 735 (400 m südlich von Osteto) ab nach NW verringert sich die Mächtigkeit rapide über eine Distanz von knapp 500 m von ca. 250 m auf 20 m und weniger. 100 m nach Überschreiten des T. Vecchione keilen die noch vorhandenen Bänke an Anzahl und Mächtigkeit stetig abnehmend - sedimentär nach NW aus. Die Mergel, die den Südflügel im Liegenden (Sambucheta-Mergel) und im Hangenden (Osteto-Mergel) begleiten, nähern sich dabei einander nach NW immer mehr und scheinen sich nach dem Auskeilen der FMA II zu vereinen. Diese Vereinigung ließ sich jedoch nicht sicher feststellen, da im Bereich des Auskeilens der Sandsteinbänke die verbleibenden Mergel von Argille bedeckt werden und die Mergel auf den letzten Metern schlecht aufgeschlossen sind. Das Auskeilen der Sandsteine konnte nur im südlichen Schenkel der 'Mulde' beobachtet werden. Der nördliche, an die 'Mulde' anschließende Teil der FMA II scheint seine Mächtigkeit nach NW nicht kontinuierlich zu verringern. Auf die Bedeutung dieses Auskeilens im Zusammenhang mit der 'Olisthostromargille c' wird in Kap.3.2.1 eingegangen.

Fossilien und Alter: Die aus den mergeligen Zwischenschichten der FMA II gezogenen Schlammproben erbrachten durchweg guterhaltene, vorwiegend pelagische Faunen. Die aus dem liegenden Teil der FMA II entnommene Probe 13 (T. Valbuona) ergab mit

Uvigerina auerberiana D'ORBIGNY, Cyndroclavulina, sp.
Anomalina pompilioides GALLOWAY & HEMINWAY, Lenticulina sp.
Nodosaria sp., Cibicides sp.
Globorotalia obesa (BOLLI)
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerinoides trilobus REUSS
Globigerinoides bisphericus TODD
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN (zahlreich)
Orbulina bilobata D'ORBIGNY

H ö h e r e s B u r d i g a l .

Die aus den stratigrafisch höchsten im Gebiet aufgeschlossenen Teilen der FMA II entnommene

Probe 66 (M. Acuto) enthielt mit

Gyroidina sp.

Globorotalia scitula (BRADY)

Globorotalia Menardii (D'ORBIGNY)

Globigerina praebulloides BLOW

Globigerina bulloides D'ORBIGNY

Orbulina suturalis BRÖNNIMANN

Orbulina universa D'ORBIGNY

eine Fauna, die sich aufgrund von Globorotalia menardii (D'ORBIGNY) und Globigerina bulloides D'ORBIGNY in das Helvet einstufen läßt.

3.2.8. Osteto-Mergel

Den Südflügel der schon erwähnten 'Mulde' zwischen Osteto und La Serra begleiten im Hangenden Mergel, die im Rahmen dieser Arbeit nach einem typischen Vorkommen bei Osteto, Osteto-Mergel genannt werden.

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich um hellgraue, harte, splittrige Mergel, die im Aussehen den Sambucheta-Mergeln gleichen. Durch tektonische Beanspruchung wurden die Osteto-Mergel ebenfalls zerschert, so daß eine Schichtung kaum noch feststellbar ist. Die Mergel sind mit der FMA II im Liegenden sedimentär verbunden. Der direkte Zusammenhang zwischen beiden ging aber stellenweise verloren, so südlich von Lame, wo diese Mergel von der FMA II abscherten. Der Übergang von den Sandsteinen in die Osteto-Mergel erfolgt über eine gutgeschichtete Zwischenzone, in der es zwischen mergeligem Sandstein und sandigen Mergeln alle Übergänge gibt. Im Liegenden Teil der Mergel treten gelegentlich 2-5 cm dicke, mehrere Meter lange Lagen von schwarzen Hornsteinen auf, so z.B. im Vecchione-Tal. Im Hangenden grenzen die Osteto-Mergel an die Olisthostromargille c. Die Kontakte sind zumindest tektonisch überprägt, brauchen aber nicht tektonisch gewesen zu sein. Daß sich die Osteto-Mergel nämlich nur in dem Bereich befinden, wo auch die Olisthostromargille c im Hangenden vorhanden

sind, also nicht generell das Hangende der FMA II sondern mehr eine randliche Einschaltung bilden, spricht dafür, daß sie im Zusammenhang mit der noch zu beschreibenden (Kap.3.2.11) sedimentären Verzahnung der Olisthostromargille c mit der FMA II gebildet wurden, die Kontakte zwischen FMA II und Olisthostromargille c also ursprünglich sedimentär waren.

Fossilien und Alter: Altersmäßig lassen sich die Ostetomergel mit

(Proben 75 und 77)

Uvigerina sp., Robulus sp., Gyroidina girardana (REUSS)
Lenticulina sp., Dentalina leguminiformis (BARTSCH)
Pullenia sp., Cibicides c.f. ungerianus (D'ORBIGNY)
Globoquadrina c.f. altispira (CUSHMAN & JARVIS)
Globigerinoides trilobus REUSS
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
Orbulina universa D'ORBIGNY

in das O b e r e B u r d i g a l einstufen.

Mächtigkeit: Sie liegt bei etwa 50 m.

3.2.9. Die Mächtigkeit der FMA

Die FMA I ist im Untersuchungsgebiet mindestens 1000 m mächtig. Über die Mächtigkeit der FMA II lassen sich keine genauen Angaben machen, da in der vorliegenden Kartierung nur ein Ausschnitt derselben (etwa die untersten 500 m) erfaßt wurde. Nach LUCHETTI et al. (1962) beträgt die Mächtigkeit des nördlich des Untersuchungsgebietes anschließenden, im Santernotal gelegenen Teils der (vermutlich) FMA II rund 3000 m.

3.2.10. Zur Frage eines Deckenbaues innerhalb der FMA

Die in den vorangegangenen Kapiteln geschilderte Abfolge der FMA wurde von BRUEREN (1941) und SIGNORINI (1941) dahingehend gedeutet, daß im Untersuchungsgebiet ein Deckenbau vorliege, bei dem ein beim Zusammenschub der intern (= südwestlichen) Teile der FMA abgesichertes Teilstück

der FMA (OAb, Sambucheta-Mergel, FMA II) als Decke nach NE über die noch ungefalteten Externteile geglitten sei. Die Ausdehnung dieser Decke gibt SIGNORINI mit max. 15 km Länge, 7 km Breite und 600 m Mächtigkeit an. BRUEREN, der ebenfalls von dieser Vorstellung ausging, gliederte die 'Decke' noch in zwei übereinanderliegende Teildecken auf. In einer späteren Arbeit greift SIGNORINI (1956) seine Deutung noch einmal auf und bezeichnet die von der 'Decke' gebildete Struktur als 'struttura romagnola'. Er sieht in ihr eine typische Struktur für das Abscheren eines Sedimentpaketes vom Untergrund und das anschließende gravitative Vorgleiten. In die bei MERLA (1956, 1957) veröffentlichte kleinmaßstäbliche Übersichtskarte größerer Regionen des Nordapennins wurde die Deckeninterpretation übernommen.

Die vorliegende Bearbeitung ergab jedoch, daß die Vorstellung eines Deckenbaues in der FMA revidiert werden muß und zwar aus folgenden Gründen:

a) erste Zweifel an der Richtigkeit der Deckentheorie ergaben sich bereits im Gelände, da die OAb und die Sambucheta-Mergel - wie auch in den Karten von BRUEREN und SIGNORINI ersichtlich - auffälligerweise nur an der Südseite der 'Decke' erscheinen und an der Nordseite nach den gen. Autoren tektonisch reduziert sein sollen, d.h. daß dort ein direkter tektonischer Kontakt zwischen zwei Sandsteinen vorläge. Trotz mehrfacher Begehungen verschiedener Teilgebiete blieb jedoch die von den Verfassern angegebene, außerhalb des Arbeitsgebietes gelegene, nördliche Deckengrenze unauffindbar. Eine durch Basismylonite oder durch eine größere Störung des Schichtverbandes im Liegenden Teil der Decke gekennzeichnete Überschiebungsgrenze, wie sie bei einer Deckenmächtigkeit von ca. 600 m und bei einem direkten Kontakt zwischen zwei Sandsteinkomplexen zu erwarten wäre, ist nicht ausgebildet. Im Gegenteil, in den vom Verfasser aufgesuchten Bereichen, so z.B.

in dem von SIGNORINI und BRUEREN in den Profilen als typisch angegebenen, durch tiefe Täler hervorragend aufgeschlossenen Gebiet des M. Carzolino liegen die Schichten innerhalb und außerhalb des auf den Karten angegebenen Bereichs der Deckengrenze mit einer geradezu lehrbuchmäßigen Regelmäßigkeit vollkommen ungestört übereinander, eine Tatsache, die mit einem Deckenbau schwer zu vereinbaren ist.

b) Ein wichtiges Argument gegen das Vorliegen eines Deckenbaues lieferte die mikropaläontologische Bearbeitung der Schlammproben (insgesamt 65)

Die Faunen aus den stratigrafisch tiefsten Teilen der FMA Levisone-Mergel zeigten O-Oligozän - Aquitan an. Die erst im Übergangsbereich Levisone-Mergel/FMA auftretenden Orbulinen leiten dann mit *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN in das Burdigal über. Die Anzahl der Orbulinen je Probe nimmt dann generell von den Levisone-Mergeln bis zur FMA II zu. Auch läßt sich bei den Orbulinen selbst ins Hangende eine allmähliche Zunahme der erst in den Sambucheta-Mergeln einsetzenden Spezies *Orbulina universa* D'ORBIGNY feststellen. Die stratigrafisch höchsten im Gebiet aufgeschlossenen Teile der FMA II sind durch das Auftreten der bereits Helvet anzeigenden Formen *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY und *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY) gekennzeichnet.

Es läßt sich also paläontologisch ein kontinuierliches Jüngerwerden der gesamten Abfolge nachweisen.

c) Ein erfolgloser, neben der mikropaläontologischen Klärung unternommener Versuch, die Frage zu klären, ob FMA I und II möglicherweise identische, im Bereich des OAb/Sambucheta-Mergel-Streifens an einer Aufschiebung gegeneinander versetzte Schichtpakete darstellen, sei in diesem Zusammenhang der Vollständigkeit halber erwähnt:

Ausgehend von der im Gelände beobachtbaren Tatsache, daß sich innerhalb der mächtigeren Schichten die Mächtigkeit im Schichtstreichen über Kilometer hinweg kaum ändert, bestand die Möglichkeit, daß die Bankmächtigkeiten sich auch quer zum Streichen nicht sehr stark ändern bzw. daß sich auch bei veränderter Mächtigkeit bei Gleichheit der

Komplexe immer noch für eine Korellierung signifikante Rhythmen feststellen lassen. Es wurde an drei gut aufgeschlossenen Stellen (eine in der FMA I, zwei in der FMA II) die Mächtigkeit der Schichtfolge Bank für Bank vermessen, wobei als Ausgangspunkt jeder Meßreihe die Grenze Levisone-Mergel/FMA I bzw. Sambucheta-Mergel/FMA II gewählt wurde. Die Meßreihen lagen in der FMA II etwa 2 km im Streichen auseinander und hatten zur Meßreihe der FMA I eine Distanz von ca. 3 km. Die mit freundlicher Hilfe von S. SCHINDLER, TU Berlin, vom ICL 1909-Rechner der TU Berlin gezeichneten, bereits zuvor erwähnten Rhythmogramme (s. Anhang) zeigten keine signifikanten Übereinstimmungen zwischen FMA I und II. Nur zwischen den Diagrammen aus der FMA II läßt sich eine schwache Korrelation erkennen. Da eine Übereinstimmung der Diagramme zwar eine Gleichheit der Komplexe hätte beweisen können, eine Nichtkorrelierbarkeit aber nicht im Sinne einer stratigrafischen Abfolge gewertet werden darf, konnten die erhaltenen Ergebnisse zur Klärung der Frage nicht herangezogen werden.

Die Geländebefunde und die paläontologischen Ergebnisse sprechen jedoch eindeutig dafür, daß bei der FMA des Untersuchungsgebietes eine durchgehende stratigrafische Abfolge vorliegt, bei der eine Normalsedimentation aus Mergeln und turbiditisch sedimentierten Sandsteinen in begrenztem Umfang durch ein Olisthostrom unterbrochen wurde.

3.2.11. Die Kontakte der FMA zu den westlich angrenzenden Olisthostromargille c (OAc) und die sich daraus ergebenden Folgerungen

=====

Einen neuen Aspekt hinsichtlich einer Fortsetzung der FMA nach W und NW lieferte ein im Untersuchungsgebiet im Rahmen dieser Untersuchungen erstmals aufgefundener Kontakt, der sich als synsedimentärer Kontakt zwischen FMA und den sie nach W begrenzenden Olisthostromargille c (OAc, s. Kap. 3.3) deuten läßt.

Die Kontakte zwischen FMA und den OAc sind größtenteils tektonisch. Beide Serien grenzen an Abschiebungen aneinander. Im äußersten NE des Untersuchungsgebietes, nordöstlich von Casetta di Rocca, erscheint jedoch inmitten eines chaotischen Alberese-Palombinokalk-Blockfeldes der OAc, ca. 50 m von der auf der Geländeoberfläche beobachtbaren Grenze der FMA/OAc entfernt, eine einzelne, etwa 180 cm

mächtige, im Unterschied zur chaotischen Umgebung kaum gestörten Sandsteinbank der FMA II, die - bei gleichem Einfallen wie die benachbarten Sandsteinbänke des FMA-Grenzbereichs - von den OAc unter- und überlagert wird. Dieser Kontakt, als ein synsedimentärer Kontakt gedeutet, weist darauf hin, daß FMA und OAc als Resediment (Olisthostrom) ursprünglich sedimentär miteinander verzahnt waren. Ein Aufschluß, der eine derartige Verzahnung zwischen FMA und OAc noch deutlicher zeigt, wurde von GENTZ (1970) aus dem Diaterna-Tal, etwa 7 km nördlich des zuvor genannten Aufschlusses beschrieben.

Beide Aufschlüsse sind von großer Wichtigkeit für die Vorstellung einer ursprünglich vorhandenen und jetzt durch die O'Argille' verdeckten Fortsetzung der FMA nach NW, wie sie von verschiedenen Autoren vertreten wird (PRINCIPI 1926, 1930; BEHRMANN 1936, LIPPARINI 1944, DAINELLI 1951, GHELARDONI et al. 1962). Das Vorliegen synsedimentärer Kontakte zwischen beiden Serien bedeutet, daß Normalsedimentation (FMA) und Resediment (OAc) im Arbeitsgebiet gleichzeitig zum Absatz kamen. Vom Burdigal ab erfolgten demnach nach oder möglicherweise auch schon während der Ablagerung der FMA I größere Schlammstromvorstöße in den nordwestlichen Teil des FMA-Troges, so daß die FMA nach NW von Olisthostromen ersetzt wurde. Die synsedimentäre Verzahnung von FMA und OAc blieb an einigen Stellen an der heute sichtbaren Grenze Argille/FMA erhalten. Die ursprüngliche Westgrenze dürfte nicht allzu weit von der heute im Gelände beobachtbaren Grenze FMA/OAc zu suchen sein. Da es sich um eine synsedimentäre Verzahnung handelt, entfallen die früher geäußerten widersprüchlichen Vorstellungen über die Natur des Kontaktes zwischen beiden Serien (T. LIPPARINI, 1929, 1944; J.W. BRUEREN, 1941, R. SIGNORINI 1940: Argille liegt im Becken von Firenzuola sedimentär unter FMA, d.h. FMA wurde nach Argilleankunft abgelagert und wurde später auf FMA randlich auf- bzw. überschoben. G. MERLA, 1951: Argille liegt dort nur tektonisch unter

FMA, sonst normalerweise auf FMA). Weiterhin kommen für eine von verschiedenen Verfassern vermutete Fortsetzung (s.o.) der FMA nach NW nur deren Liegende Teile (Levisone-Mergel und FMA I) in Betracht.

Während das Vorrücken der Stirn des oder der vermutlich recht mächtigen Olisthostrome(s) ein langsamer Vorgang war, die Stirn des Olisthostroms möglicherweise sogar wegen der annähernd gleichgroßen Materialzufuhr von Schlammströmen und Trübströmen festgelegt war (solche Verzahnungen, bei denen sich 'Olisthostrom und Normalsediment ... mit einer vertikalen Zickzacklinie als Grenze aneinander hochschichten', werden von K. GOERLER und K.J. REUTTER (1968) diskutiert), scheint es demgegenüber gelegentlich raschere randliche Vorstöße von geringmächtigeren Schlammströmen in das Gebiet der FMA hinein gegeben zu haben. Als ein solches, die turbiditische Normalsedimentation unterbrechendes Olisthostrom, das vom Rande her in das Gebiet der FMA hineingreift, wird hier die Olisthostromargille b angesehen. Diese Deutung würde die begrenzte Länge des Mergel-Argille-Streifens erklären sowie das von den Vertretern der Deckentheorie beschriebene Nichtwiederauftauchen von Sambucheta-Mergeln und Olisthostromargille b nördlich des Streifens. Letzteres wäre verursacht durch das normale Abtauchen dieser ^{serien} unter die generell nach NE einfallenden Schichten der FMA II. Die häufig nach einer Unterbrechung der Normalsedimentation durch ein Olisthostrom folgende Mergelbildung wäre mit den Sambucheta-Mergeln ebenfalls vorhanden. Auch das in Kap.3.2.7. beschriebene Auskeilen von Teilen der FMA II nach NW sowie die Bildung der Osteto-Mergel ließen sich durch diese Deutung erklären.

Es muß jedoch auf eine Erscheinung hingewiesen werden, die mit der vorgeschlagenen Deutung schwer in Einklang zu bringen ist: Der zuvor geschilderten Deutung liegt die Vorstellung zugrunde, daß die Schlammströme aus westlichen Richtungen kamen (SW-W-NW). Die Verzahnung dieser Schlamm-

ströme mit der FMA suggeriert dazu die Vorstellung einer Herkunft der Trübströme der FMA aus östlichen Richtungen. Die Strömungsmarken in der FMA zeigen aber auch in der Nähe der Verzahnung konstant Strömungsrichtungen aus NW an. Wenn auch Strömungsmarken nicht unbedingt zur Ermittlung des Herkunftsgebietes von Trübströmen herangezogen werden können, so zeigen sie doch zumindest die Strömungsrichtung bei Ablagerung des Trübstromes an. Eine angezeigte Strömungsrichtung aus NW würde aber bedeuten, daß die Trübströme entweder, wenn sie aus östlichen Richtungen kamen, vor der Ablagerung ihre Richtung änderten oder daß sie, wenn sie aus NW kamen, erst das Gebiet der Olisthostrome überquerten. Der letztere Fall läßt eigentlich erwarten, daß dann gelegentlich auch auf dem Olisthostromgebiet Turbidite sedimentiert wurden, d.h. der sedimentäre Kontakt FMA/OAc nicht auf einen so schmalen Bereich beschränkt geblieben wäre. Dafür gibt es im Gebiet aber keine Anzeichen. Ein Umbiegen oder auch nur eine von NW abweichende Richtung der Strömungsmarken wurde vom Verfasser ebenfalls niemals beobachtet. Dies könnte aber auch an den beschränkten Beobachtungsmöglichkeiten liegen, da in dem in Frage kommenden Grenzgebiet die Schichten generell sehr flachliegen und deshalb Bankunterflächen mit herauspräparierten Strömungsmarken recht selten zu beobachten sind. GUAZZONE u. MALESANI (1970) beschreiben z.B. auffällig abweichende Strömungsrichtungen im Grenzbereich FMA I,II/OAb in der unmittelbar an die östliche Arbeitsgebietsgrenze angrenzenden Fortsetzung des OAb-Sambucheta-Mergel-Streifens. Diese Autoren scheinen überdies - ohne sich genauer darüber zu äußern - ebenfalls der Ansicht zu sein, daß die OAb ein in die FMA eingelagertes Olisthostrom darstellen, da sie das Umbiegen der Strömungsrichtungen in Zusammenhang mit der Einschaltung der OAb bringen.

3.3. Olisthostromargille c (OAc)

3.3.1. Allgemeines zur sog. 'Argille Scagliose'

Besonders kennzeichnend für den Nordapennin sind - neben den oligo-miozänen Grauwackenflyschen - weite Areale bedeckende, vorwiegend tonig-schiefrige Gesteinsserien, in die mit meist chaotischen Verbandsverhältnissen Kalke, Sandsteine, Ophiolithe und andere Gesteine eingelagert sind. Derartige Serien wurden und werden häufig heute noch in der Apennin-Geologie als Argille Scagliose (Schuppige Tone) bezeichnet. Im Laufe der Zeit stellte sich jedoch heraus, daß unter dieser ursprünglich stratigrafisch gemeinten Bezeichnung zwar äußerlich oft recht ähnliche, jedoch in Alter (O-Jura bis Alttertiär), tektonischer und stratigrafischer Stellung und Herkunft durchaus unterschiedliche Serien zusammengefaßt wurden, so daß ihr keine stratigrafische und nur bedingt eine lithofazielle Bedeutung zukommt. Nach einem Vorschlag von REUTTER (1961) sollen nur noch oberjurassisch-unterkretazische Sedimente des ligurischen und emilianischen Faziesraumes als Argille Scagliose s.str. bezeichnet werden. Er untergliederte am M. Ramaceto im Ligurikum die Argille Scagliose vom Liegenden (1) ins Hangende (3) in

- | | | |
|----|---------------------------------------|--------------------|
| 3) | Schiefer des Lavagna-Tales | (AS ₃) |
| 2) | Argille Scagliose mit Kalksandsteinen | (AS ₂) |
| 1) | Argille Scagliose mit Palombinokalken | (AS ₁) |

Über Herkunft, ursprünglichen Ablagerungsraum und Art des Transportes der von der Mehrzahl der Autoren als allochthon angesehenen 'Argille Scagliose' wurden verschiedene Vorstellungen entwickelt. Die vielfach tektonisierten Verbandsverhältnisse und die häufige Überlagerung von tertiären Sedimenten durch die überwiegend jungmesozoische 'Argille Scagliose' führten, wie schon in der Einleitung erwähnt, zu Vorstellungen über die Existenz eines Deckenbaues mit

entweder einer (STEINMANN 1907, DE LAUNAY 1907) oder später auch mehreren (ELTER et.al. 1962) aus einem ligurischen Faziesbereich stammenden Decken sowie - ausgehend von der relativ großen Mobilität der Serien - zu Hypothesen über einen gravitativen Transport von Gleitmassen (DE WIJKERS-LOOTH, 1954) und damit verbunden einer für den Nordapennin typischen tektonischen Fazies ('frane orogeniche', MIGLIORINI 1945).

Nur wenige Autoren bezweifelten eine so weit reichende Allochthonie, wie z.B. LIPPARINI (1944), DE SITTER (1956) oder RICHTER (1960), der besonders auf das Mißverhältnis zwischen Ausdehnung und Mächtigkeit der 'Decken' hinweist. Sie erklären die Überlagerung der Argille Scagliose über tertiären Sedimenten mit Diapirismus und lokalen Überschiebungen.

Besonders die Einführung der Begriffe Olisthostrom und Olistholith und die damit verbundenen Vorstellungen über synsedimentäre Tektonik und über die Resedimentation von gravitativ in Form von Schlammströmen bewegtem älteren Material in einer jüngeren Normalsedimentation erwies sich für die Entschlüsselung des nordapenninen Bauplanes als sehr nützlich, da damit zwangslosere Deutungen zahlreicher Erscheinungen ermöglicht wurden.

Mit der Hypothese eines emilianischen Faziesraumes, wie sie von REUTTER und SAMES (1962) entwickelt wurde, entfiele auch die Annahme eines einheitlichen Herkunftsgebietes aller im Nordapennin aufgeschlossenen 'Argille Scagliose'. Nach REUTTER (1966, 1968) könnte zumindest ein Teil der im emilianischen Apennin auftretenden Olisthostrome aus ursprünglich im emilianischen Trog abgelagerten Sedimenten bestehen, die später, im Verlaufe der oligo-miozänen Tektogenese, von einer Schwelle zwischen Toskanikum und Emilianikum abgeglitten seien.

Für das Untersuchungsgebiet wurde die Bezeichnung Argille als lithofazieller Oberbegriff beibehalten. Es erwies sich

jedoch als möglich, die bisher einheitlich zusammengefaßten, äußerlich oft recht ähnlichen Vorkommen entweder aufgrund unterschiedlicher Lithologie und/oder unterschiedlicher stratigrafischer und tektonischer Stellung zu unterteilen in:

Olisthostromargille a (OAa): Vorkommen an der Grenze FMA/
Castel-Guerrino-Sandstein
(s. Kap.3.2.2.)

Olisthostromargille b (OAb): Vorkommen zwischen FMA I und II
(s. Kap.3.2.5.)

Olisthostromargille c (OAc): Die vom Giogo-Paß nach N und
NW sich erstreckenden und am
Aufbau des Argille-Beckens von
Firenzuola beteiligten Argille
(s. Kap.3.3.)

Tavaiano-Argille (TA): Vorkommen von Argille im W des
Gebietes auf dem Cervarola-
Sandstein Typ Futa
(s. Kap.3.6.)

Olisthostromargille von Polcanto (OAP):

Vorkommen an der Basis des
Cervarola-Sandsteins Typ Mu-
gello (s. Kap.3.5.3.1.)

Da zwischen den Olisthostromargille a, b und c keine lithologischen Unterschiede bestehen, die eine Trennung rechtfertigen könnten, wurden sie bei der Kartierung nicht getrennt ausgeschieden. Sie wurden aber getrennt aufgeführt, da sie möglicherweise in Bezug auf die FMA verschiedene Niveaus (Olisthostrome) der gleichen tektonischen Einheit darstellen. Dabei ist jedoch noch nicht einmal sicher, ob es sich bei den OAc um eine einzige tektonische Einheit handelt. Da, wie GENTZ (1970) zeigte, im Becken von Firenzuola mit Sicherheit mehrere, nicht immer eindeutig zu trennende Olisthostrome, die zu verschiedenen stratigrafisch-tektonischen Einheiten gehören, zur Ablagerung kamen, muß damit gerechnet werden, daß auch die OAc, die einen Teil der im Becken von Firenzuola aufgeschlossenen Argille darstellen, sich aus mehreren Olisthostromen zusammensetzen, ohne daß sich dieses im Gelände nachweisen ließ.

Lediglich zu den Tavaiano-Argille und den Olisthostromargille von Polcanto bestehen in Zusammensetzung und tektonischer Stellung deutliche Unterschiede. Diese wurden deshalb getrennt ausgeschieden.

3.3.2. Olisthostromargille c. Lage und Untergliederung

Vom Giogo-Paß nach NW und N - in der letzteren Richtung mit dem Becken von Firenzuola verbunden - erstreckt sich, immer zwischen Castel Guerrino-Sandstein und FMA ein Gebiet, das sich schon äußerlich durch spärlichen Bewuchs und sanfte Geländeformen von den angrenzenden schrofferen Sandsteinarealen abhebt. Zahlreiche Bergschlipfe (italienisch: Frana), die sich bei entsprechender Durchfeuchtung periodisch in Bewegung setzen, verleihen dem Gelände, das in bescheidenem Maße landwirtschaftlich genutzt wird (Weidewirtschaft und Ackerbau), stellenweise Badlandcharakter. Die Gesteine, die diese Region aufbauen, werden hier unter dem Namen Olisthostromargille c (OAc) zusammengefaßt.

Der gesamte Komplex wurde untergliedert in:

- I. Olisthostromargille c i.e.S. mit den darin enthaltenen, nachstehend abgehandelten kleineren Olistholithen.
- II. Eingelagerte Sedimentschollen unterschiedlichen Alters
 - a) Kalk-Kalksandstein-Schieferton-Wechselfolge (? AS₁)
 - b) Mergeliger Kalk
 - c) Helle Mergel
 - d) Bunte Schiefertone von Collinacchia
 - e) Mergel von Casetta di Rocco.

3.3.3. Olisthostromargille c i.e.S.

Lithologische Beschreibung: Das augenfälligste Merkmal dieses lithologisch sehr heterogen zusammengesetzten, überwiegend tonigen Gesteinskomplexes ist die völlig chaotische Lagerung der einzelnen Komponenten. Ein ursprünglicher Schichtverband ist nur noch an wenigen Stellen und meist nur noch andeutungsweise erhalten. Dieses chaotische

Aufschlußbild der gesamten Serie weist darauf hin, daß sie wie die OAA und OAB in Form von Schlammströmen, die zu Olisthostromen führten, bewegt wurden. Der Schichtzusammenhang wurde dabei während des Transportes zerstört.

In einer Schiefertonsmasse, die etwa 80 % der Serie ausmacht, stecken vollkommen regellos kantige bis leicht gerundete Gesteinsbrocken aller Größen von kleinsten Ausmaßen bis zu mehreren Kubikmetern.

Die Schiefertone haben überwiegend eine bleigraue bis schwärzliche, manchmal auch rostbraune, seltener grünliche Färbung. Sie sind, sofern sie nicht zu einer strukturenlosen Masse geworden sind, feinblättrig-schuppig und zeigen - besonders deutlich dort, wo sie von beim Transport rotierenden größeren Olistholithen plattig ausgewalzt wurden - glänzende Oberflächen. Häufig werden sie von schmalen, mit Kalzit ausgefüllten weitständigen Klüften kreuz und quer durchsetzt. Bruchstücke solcher Kluftausfüllungen finden sich nicht selten isoliert in den Tonen, ebenso handtellergröße, 2-3 cm dicke Platten aus fibrösem Baryt, die vermutlich ebenfalls Reste ehemaliger Kluftausfüllungen darstellen. Die Tone besitzen eine hohe Quellfähigkeit, von der bei Trockenheit zahlreiche Schrumpfungsrisse zeugen und die dazu führt, daß sie sich nach größeren Regenfällen schon an schwach geneigten Hängen als Bergschlipfe in Bewegung setzen.

Als O l i s t h o l i t h e sind in den Tonen folgende, in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit aufgeführte Gesteine enthalten:

a) P a l o m b i n o - K a l k e , d.h. porzellanartige, dichte, z.T. etwas kieselige Kalke von muscheligem Bruch und äußerlich hellgrauer bis gelblicher, z.T. auch bräunlicher, zart rosa oder grünlicher, innen hellgrauer bis blaugrauer Farbe, die sich im Dünnschliff (Schliffe 48, 72, 88, 91) als vereinzelt Radiolarien führende Mikrite erwiesen.

Schliff 34

zeigt eine durch innerhalb der mikritischen Grundmasse schichtig eingelagerte, feinste tonige Substanzen nachgezeichnete Lamellierung, die sich an einigen Stellen offensichtlich durch Bewegung verursacht auflöst. Dies deutet auf leichte vor-diagenetische Bewegungen (Rutschungen?) des Kalkschlammes hin.

Ein typisches Kennzeichen der Palombino-Kalke sind zahlreiche feine mit Kalzit ausgeheilte Sprünge, die das Gestein bis in den Mikrobereich durchsetzen und durch die bei der Verwitterung netzartig von zahlreichen Rillen durchzogene Oberflächen entstehen. Im allgemeinen liegen diese Kalke als eckige Einzelblöcke von durchschnittlich 10-15 cm Durchmesser vor, manchmal mit durch den Transport gerundeten Kanten, oft auch mit Striemung und glänzenden Harnischen. Nur an einigen Stellen trifft man noch kleine Reste eines ehemaligen Schichtverbandes an, in Form von einzelnen, stets boudinageartig zerscherten, 30-100 cm mächtigen Bänken, die in schwarzen Schiefertönen stecken. Schlammproben aus diesen Schiefertönen blieben bis auf einige pyritisierte Radiolarien steril. Bis zu 5 cm große Pyritknollen, die sich in solchen Tönen bisweilen finden lassen, weisen auf möglicherweise anaerobe, lebensfeindliche Sedimentationsverhältnisse und die daraus resultierende Fossilarmut hin.

Wenngleich sowohl in den Palombino-Kalken als auch in den mit ihnen teilweise noch verbundenen Schiefertönen keine für die Altersbestimmung geeigneten Fossilien gefunden wurden, darf man doch mit einiger Sicherheit annehmen, daß es sich bei diesen Sedimenten um eine aufgelöste Kalk-Schieferton-Wechselagerung handelt, die faziell und altersmäßig den von REUTTER (1962) im ligurischen Faziesraum unter dem Namen 'Argille Scagliose mit Palombinokalken (AS₁)' abgetrennten Sedimenten entspricht. Damit käme ihnen ein Nokom-Alter zu. Da die sonst in diesen Kalken häufig vorhandenen, in O-Jura und U-Kreide leitenden Calpionellen trotz zahlreicher Schliffe nicht gefunden wurden,

könnte es sich eventuell auch um höhere U-Kreide (Apt-Alb) handeln, zumal diese Kalke vermutlich nicht aus dem gleichen Ablagerungsraum wie die 'AS₁' stammen. O-Alb-Faunen in entsprechenden Kalken westlich des Futa-Passes werden z.B. von HEMMER (1966) beschrieben.

b) P a l o m b i n o ä h n l i c h e K a l k e mit M a n - g a n o x y d ü b e r z ü g e n . Diese braunschwarzen, z.T. mehrere Millimeter dicken Überzüge müssen sich sekundär nach dem Zerbrechen der Kalkbänke gebildet haben, da sie die Kalkbrocken vollständig umschließen. Ob es sich ebenfalls um Palombino-Kalke s.str. oder zu einer anderen, eventuell primär manganreicheren Schichtfolge gehörende Kalke handelt, konnte wegen fehlender Fossilien nicht entschieden werden. Von HEYMANN (1968) und RENTZ (1970) werden derartige manganumkrustete Kalke aus der emilianischen 'Buntschieferserie' (Alb-Cenoman) der Modino-Basisserien und der Cantiere-Monghidoro-Einheit beschrieben.

c) Fossilleere, b l a u g r ü n e m i k r i t i s c h e K a l k e , die mit charakteristischen braunschwarzen, glänzenden Tonhäutchen überzogen sind und beim Anschlagen leicht in zahlreiche unregelmäßig-rundliche Stücke zerfallen.

d) Albereseartige m e r g e l i g e K a l k e des Eozäns, meist fein laminiert mit glattem Bruch und hellgrauer, weißlicher oder zart rosa Farbe. Der einem Übergang zwischen einer laminierten und einer nicht laminierten, homogenen Zone eines derartigen Kalkes entnommene

Schliff 116

zeigt: Aus einem mikritischen Kalk, in dem einige Radiolarien stecken (Intrabiomikrit), erfolgt ohne scharfe Grenze ein Übergang in einen F o r a m i n i - f e r e n B i o m i k r i t ('packed biomikrite'), der in einer Grundmasse aus feinstkörnigem Kalzit und etwas Chlorit dicht gepackte, lagenweise angeordnete Foraminiferengehäuse enthält. Folgende Arten konnten bestimmt werden:

Globorotalia sp., Globorotalia c.f. crassata (CUSHMAN), Globorotalia c.f. aragonensis (NUTTAL), eine umgelagerte Globotruncana c.f. lapparenti tricarinata (QUEREAU), Orbitoides sp.
Alter: O - P a l e o z ä n bis U - E o z ä n .
Die lagenweise Anordnung deutet auf eine Umlagerung auch der tertiären Formen hin, so daß das Gestein vielleicht auch jünger als U-Eozän ist.

e) S a n d s t e i n e : Es handelt sich überwiegend um äußerlich gelbbraun oder dunkelbraun anwitternde, meist nur faustgroße, im frischen Bruch dunkelgraue, f e i n k ö r n i g e G r a u w a c k e n und K a l k s a n d s t e i n e , die keine Fossilien erbrachten. Besonders auffällig sind plattige, 3-5 cm dicke , meist handtellergröße feinkörnige, harte Sandsteinstücke von im Anschlag graugrüner Farbe, die grünlich bis bräunlich verwittern und auf den Unterflächen zahlreiche kleine, gut herauspräparierte Strömungsmarken und Lebensspuren aufweisen. Manchmal sind die Unterflächen auch mit zahlreichen 2-3 mm großen Pyritknollen besetzt.

f) O p h i o l i t h m a t e r i a l : Sehr selten kommt in den OAc Ophiolithmaterial vor. Es handelt sich dabei lediglich um einige max. 2 m³ große Brocken von Ophicalzit und von einer Ophiolithmaterial führenden Brekzie. Eine solche, etwa 2 m³ große polymikte Sediment-Ophiolithschutt-Brekzie befindet sich ca. 350 m nordwestlich von Osteto. Sie besteht aus mittelkörnigem Serpentinitschutt, in dem einige faust- bis kopfgroße fossilleere palombinoartige Kalke (Maiolica?) stecken. Der aus dieser Brekzie angefertigte Schliff enthält:

Schliff 65

Den Hauptanteil bilden 2-5 mm große Stücke eines ehemals peridotitischen Materials, das zuerst serpentinisiert wurde, worauf netzartig diese Brocken durchziehende Erzanreicherungen (Maghemit) hindeuten. Auf die Serpentinisierung erfolgte eine Chloritisierung. Von der Peripherie der nicht mehr identifizierbaren Mafite aus erfolgte eine Karbonatisierung, so daß sie randlich von einem Karbonatsaum umgeben werden, wobei die Karbonatskalenoeder auf

dem Mafit-Umriß senkrecht stehen. Hinzu kommen Einschlüsse von feinkörnigen Grauwacken und von Kalksandstein sowie von mikritischen Kalken und von Radiolarit mit dicht gepackten, etwas zerdrückten Radiolarien. Vereinzelt kommt Prehnit vor, mit typischer parkettierender Auslöschung. Eine sagenitähnliche Entmischung deutet auf Reste eines ehemals titanreichen Biotites hin, häufig erscheinende, diffus begrenzte Flecken mit anomalen blauen Interferenzfarben auf ein Chlorit-mineral der Pennin-Reihe.

Grundmasse: Überwiegend Karbonat, teils feinfilzig, teils grobspätig, z.T. mit mehreren mm großen Neuspaltungen von Kalzitkristallen. Untergeordnet Chlorit.

Derartige Ophiolithschutt-führende Brekzien treten sowohl im ligurischen als auch im emilianischen Bereich auf. Ihre Entstehung steht nach GÖRLER und REUTTER (1963) in Zusammenhang mit dem magmatischen Aufdringen oder der tektonischen Exponierung von Ophiolithen entlang submariner Störungen, hauptsächlich an der Grenze Jura/Kreide und im Alb/Cenoman.

Mächtigkeit: Über die Mächtigkeit der OAc können keine exakten Angaben gemacht werden. Sie überschreitet zwischen Giogo-Paß und Barco (L 3) kaum 20 m, nimmt aber nach N beträchtlich zu. Etwa 10 km weiter nördlich wurden schon 700 m erbohrt (MASINI, 1951).

3.3.4. Kalk-Kalksandstein-Schieferton-Wechselfolge (?'AS')

Bei Lame (N 2) durchschneidet eine neue Forststraße eine Schichtfolge, die aus 30-100 cm mächtigen, hellgrau anwitternden Kalken und untergeordnet 15-20 cm dicken, ockergelben bis hellbraunen, feinkörnigen Kalksandsteinen in Wechsellagerung mit feinblättrigen, dunkelbraunen bis schwarzen Schiefertönen besteht. Die etwa 25 m mächtige Schichtfolge ist in sich durch Stauchungen und Spezialfalten im Meterbereich deformiert und liegt als eine durch Abschiebungen zerbrochene, muldenartig gekrümmte Platte auf der OAc. Es lassen sich alle Übergänge von zusammenhängendem Verband über boudinageartig zerscherte Bänke bis zur Auflösung in isolierte Blöcke feststellen. Die Mehrzahl

der Kalke gleicht lithologisch den Palombino-Kalken. Untergeordnet treten auch fein laminierte Kalke mit - wie die Schliffe zeigen - größeren, lagig angeordneten Beimengungen von eckigem Quarz und Tonsubstanz auf (Schliffe 88, 94). Die Kalkbänke verwittern häufig amboßartig, konkav, da die Bankober- und -unterflächen der Verwitterung stärkeren Widerstand entgegensetzen als die Bankmitte. Einige Bänke verwittern auffällig plattig und zerfallen in zentimetergrosse, würfelförmige, scharfkantige Stücke, da sie von auf der Schichtfläche senkrecht stehenden, engständigen Klüften durchzogen werden.

Fossilien und Alter: Für eine Altersbestimmung verwertbare Fossilien wurden weder in Schlammproben noch in Schliffen gefunden. Schlammproben enthielten lediglich Radiolarien und Diatomeen (*Coscinodiscus* sp.) sowie wertlose Sandschaller. Wegen der Fazies wird vermutet, daß es sich um die von REUTTER (1962) als 'Argille Scagliose mit Palombino-Kalken (AS₁)' bezeichnete Schichtfolge oder im ein isopisches Äquivalent derselben handelt. Ihr käme damit ein U - K r e i d e - Alter (Neokom - ? Apt/Alb) zu.

3.3.5. Mergeliger Kalk

Etwa 200 m westlich vom Pgio. la Croce (L 2) befindet sich ein etwa 150 m³ großes Vorkommen eines weißlich bis gelblich anwitternden, etwas mergeligen Kalkes. Der Kalk ist völlig zerschert, läßt keinerlei Bankung erkennen und zerfällt in unzählige unregelmäßige, scharfkantige Scherben. Beim Anschlagen spaltet er muschelrig oder längs vorgegebener Flächen in längliche Splitter und zeigt eine hellgraue bis cremefarbene, etwas rauhe Oberfläche.

Fossilien und Alter:

Schliff 13

zeigt einen F o r a m i n i f e r e n B i o -
m i k r i t : In einer mikritischen Grundmasse,
die von feinen Kalzitadern durchzogen wird,
liegen einige eckige Quarze und Reste von Fora-

miniferen. Folgende Gattungen konnten bestimmt werden: *Heterohelix* sp., *Globigerinella* sp.

Das Alter ist damit nicht genau zu bestimmen. Möglicherweise handelt es sich, da *Globotruncanen* und *Globorotalien* fehlen, um (?) O b e r s t e K r e i d e .

3.3.6. Helle Mergel

Ungefähr 750 m südlich von Collinacchia, (M 1), am Feldweg nach Puligno liegt ein hausgroßer Aufschluß von Mergeln, der sich durch spärlichen Bewuchs deutlich von seiner Umgebung abhebt. Weitere kleinere Vorkommen derselben Mergel befinden sich in einem sich von dort nach NE entwickelnden kleinen Tal.

Es handelt sich um äußerlich weißliche bis gelbbraune, harte Mergel, die im frischen Bruch hellgrau, z.T. auch grünlich erscheinen und kleine Glimmerschüppchen zeigen. Unter dem Einfluß der Verwitterung zerfallen sie in 1-2 cm große, unregelmäßige Plättchen. Obwohl die Mergel tektonisch stark beansprucht wurden, blieb ihre Schichtung noch erhalten. In die Mergel eingelagert sind einige feinkörnige Sandsteinbänke von 1 cm bis zu 50 cm (nur eine Bank) Mächtigkeit.

Fossilien und Alter: Die aus den Mergeln entnommene

Probe 45

erbrachte eine kleinwüchsige, individuenarme Fauna mit
Heterohelix sp.,
Globigerinella sp.,
Globotruncana sp. (einkielig),
Globotruncana c.f. *stuarti* (DE LAPPAREN),
Globigerina c.f. *cretacea* D'ORBIGNY,

die sich in das C a m p a n - M a a s t r i c h t einstufen läßt.

3.3.7. Bunte Schiefertone von Collinacchia

Von Osteto ausgehend nach NW folgen bis an die nördliche Gebietsgrenze, perlschnurartig aufeinander Vorkommen von bunten Schiefertonen, die mit den sie umgebenden Argille verknetet sind. Da sich das größte und am besten erhaltene Vorkommen bei Collinacchia (M1) befindet, werden sie hier 'Bunte Schiefertone von Collinacchia' genannt.

Es handelt sich um eine Wechsellagerung von rotbraunen bis violetten Schiefertonen mit, untergeordnet, grüngrauen Tonmergeln und gelegentlich eingeschalteten, feinkörnigen, dünnen (5-10 cm) grüngrauen Sandsteinen, die braun, in späteren Stadien auch schwärzlich verwittern. Die Schiefer brechen unregelmäßig, zerfallen bei der Verwitterung in längliche, prismatische, zentimetergroße Stückchen und sind weitstündig von mit Kalzit ausgefüllten Klüften durchzogen.

Schliff 70, der den Sandsteinen entnommen wurde, enthält

hauptsächlich

0,2 mm große, eckige Körner aus Quarz (teilweise undulös auslöschend), Ortho- und Plagioklas (unterschiedlich stark zersetzt), lagenweise angeordnete Biotit- und Muskovitschüppchen und untergeordnet Chlorit. Diese Bestandteile liegen in einer feinfilzigen Matrix aus Karbonat und Gesteinsdetritus. Nach F.G. PETTIJOHN (1957) handelt es sich um eine f e l d s p ä t i g e G r a u w a c k e .

Fossilien und Alter: Schlammproben aus den Schiefertonen blieben steril.

Möglicherweise handelt es sich bei den Bunten Schiefertonen von Collinacchia um Reste einer bei REUTTER (1966) als Fiumalbo-Schiefer bezeichneten, ähnlich zusammengesetzten Folge, die in den Basisserien der "Modino-Cervarola-Einheit" REUTTER 1966) vorkommt. Ihr käme dann ein Ober-Eozän-Alter zu. Jedoch treten ähnliche Sedimente in Form der Buntschieferserie schon im Cenoman-Turon im ligurischen und emilianischen Bereich auf.

3.3.8. Mergel von Casetta di Rocco

In der Umgebung von Casetta di Rocco (N1) erscheinen mehrere spärlich bewachsene Mergelaufschlüsse. Es handelt sich um harte Mergel von gelbbrauner, im frischen Anschlag dunkelbrauner Farbe, die in zahlreiche, scharfkantige, fingernagelgroße, unregelmäßige Stücke zerfallen. Eine Schichtung ist kaum festzustellen, da die Mergel durch tektonische Einflüsse linsig zerschert und gestaucht wurden. Die zahlreichen das Gestein durchziehenden Klüfte sind häufig durch Verwitterungslösungen braun gefärbt. Direkt bei Casetta di Rocco sind einige verkieselte, im Anschlag dunkelgraue, 10 cm mächtige Kalkbänke und 1-10 cm dicke, linsige Lagen von braunschwarzen Hornsteinen eingelagert.

Fossilien und Alter:

Die Proben 42, 43, 44 ergaben mit

Siphonodosaria verneuili (D'ORBIGNY)
Lagena sp.
Robulus sp.
Globigerinoides bisphericus TODD
Globigerinoides trilobus REUSS
Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa D'ORBIGNY

eine schlecht erhaltene, arten- und individuenarme Fauna, die sich in das m i t t l e r e B u r d i g a l ein-
stufen läßt.

Zur stratigrafischen Stellung: Die Mergel sind stets von den OAc umschlossen. Die Kontakte sind - soweit sichtbar - tektonisch. Da die Vorkommen dieser Mergel sich eng an die Grenze OAc/FMA halten - weitere, noch größere Vorkommen derselben Mergel befinden sich nördlich des kartierten Gebietes, ebenfalls an dieser Grenze - liegt die Vermutung nahe, daß sie ähnlich wie die Osteto-Mergel während der sedimentären Verzahnung OAc/FMA II gebildet wurden. Die aus den Mergeln erhaltenen Faunen sind allerdings etwas älter als die benachbarten Schichten der FMA II, die ein Helvet-Alter aufweisen. Eine zu alte Einstufung der Mergel

ist aber durchaus möglich, da die Proben sehr individuenarm waren. Falls die Mergel im Zusammenhang mit der Verzahnung OAc/FMA II gebildet wurden, würden sie nicht ausschließlich zu den OAc gerechnet werden können. Da sich dies aber nicht beweisen ließ, sie von den OAc umschlossen sind und die tektonische Beanspruchung auch einen Transport zusammen mit den OAc möglich erscheinen läßt, wurden sie als zu den OAc gehörig betrachtet.

3.3.9. Alter der Olisthostromargille c

Zusammenfassend wird die resedimentäre Folge der OAc aus Gesteinen aufgebaut, die in einem Zeitraum von (?) Neokom bis Eozän, eventuell bis Miozän gebildet wurden. Sie besteht im einzelnen aus Kalken und Schiefertonen der U-Kreide (? Neokom - ? Apt/Alb), polymikten Sediment-Ophiolithschutt-Brekzien der U-Kreide, Mergeln des Campan-Maastricht, mergeligen Kalken der (?) obersten Kreide, albereseartigen Kalken des O-Paleozän/Eozän, sowie, sofern diese dazugehören, Mergeln des Burdigals.

3.4. Castel Guerrino-Sandstein (CGS)

Unter dem Namen Castel-Guerrino-Sandstein wurde vom Verfasser eine stark mergelige Flyschsandsteinfolge ausgeschieden, die von SW her auf, im NW des Arbeitsgebietes auch über die FMA geschoben ist. Im NW, wo sich die besten Aufschlüsse befinden, bildet sie ein dicht bewaldetes Bergland mit ziemlich schroffem Relief, durch das die Hauptwasserscheide des Nordapennins läuft und in dem der höchste Berg des Gebietes, der M. Castel Guerrino (1117 m) liegt. Der nur randlich auf die FMA I aufgeschobene Teil des CGS baut ein sanft gewelltes Bergland mit Mittelgebirgscharakter und Höhen zwischen 400 m und 600 m auf und ist, da die Schichtfolge tektonisch ziemlich stark zerrüttet wurde, tiefgründig verwittert, stark überschottert und dicht bewachsen. Die Schichtfolge ist in diesem Teil niemals

durchgehend einsehbar sondern kommt nur in kleinen Aufbrüchen, meist in Tälern, zum Vorschein.

Gründe für die Abtrennung des CGS: Diese Flyschfolge wurde von den früheren Bearbeitern entweder dem Macigno (SACCO 1892, 1933, PRINCIPI 1926) oder dem Cervarola-Sandstein (SIGNORINI 1941: 'Macigno B', BRUEREN 1941) oder der FMA (PRINCIPI 1928, BEHRMANN 1936 DAINELLI 1951) zugewiesen. Die Gründe für die Abtrennung des CGS als eigene Einheit waren folgende:

- 1) Der CGS überschneidet als tektonisch selbständiger Komplex die FMA I und wird seinerseits im S von einer Flyschsandsteinserie überschoben, die aufgrund der Scisti Varicolori an ihrer Basis eindeutig zur Cervarola-Einheit (Kap. 3.5.2.1) gehört.
- 2) Der CGS unterscheidet sich im lithologischen Gesamtaufbau sowohl von der FMA als auch von den beiden im Gebiet aufgeschlossenen Cervarola-Sandstein-Varietäten.
- 3) Er ist, als weiteres entscheidendes Kriterium, etwas jünger als die Cervarola-Sandstein-Varietäten.

Lithologische Beschreibung: Die Folge des CGS besteht aus einer rhythmischen Wechsellagerung von feinkörnigen Grauwacken, Mergeln und (selten) Kalken. Sie ist insgesamt mergeliger als die FMA und der südlich aufgeschobene Cervarola-Sandstein Typ Futa. Sehr auffällig ist das Zurücktreten der in jenen Serien vorherrschenden, gradierten, kompakten Sandsteinbänke hinter dünnbankige, plattige, laminierte Sandsteine. Die Bankmächtigkeiten und das Mergel-Sandstein-Verhältnis wechseln stark.

Allgemein überwiegen im unteren Teil der Serie (etwa 120 m) 15-150 cm mächtige laminierte Sandsteine von im frischen Bruch blaugrauer Farbe, die den bei der FMA I erwähnten 'base cut out'-Sequenzen BOUMAS entsprechen und die mit gelblichbraunen Farbtönen verwittern.

Diese braunen Verwitterungsfarben sind für die ganze Serie typisch und bilden ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber der aschgrauen FMA. Nur untergeordnet erscheinen

80-200 cm mächtige, kompakte, gradierte Turbidite mit Strömungsmarken an der Unterfläche. Aus eingemessenen 'flute casts' wurden Strömungsrichtungen zwischen 300° und 345° aus NW bestimmt. Die Zwischenschichten werden von hellgrau bis gelblich anwitternden, im Anschlag dunkelbraunen Mergeln gebildet. Sie enthalten stets Silt- und Glimmerbeimischungen und sind von entweder plattig-schichtigem oder ungeschichtet-klüftigem Aussehen.

Der mittlere Teil der Folge ist vorherrschend mergelig ausgebildet. Die bis zu 25 m mächtigen Mergellagen werden in weitem Abstand von Folgen von 100-150 cm mächtigen Sandsteinen unterbrochen. In den mächtigeren Mergellagen befinden sich oft wenige Zentimeter dicke, glimmerreiche, laminierte Sandsteinlagen und selten maximal 10 cm dicke Bänke von weißlich bis gelblich anwitternden, im Anschlag dunkelbraunen, dichten, splittrigen, z.T. verkieselten Kalken. Die Mergel verwittern im Unterschied zu denen des Liegenden Teils nur hellgrau, nicht gelblich und enthalten weniger Siltbeimischungen.

Im höheren Teil des CGS halten sich Sandstein- und Mergelanteil etwa die Waage, bei einer mittleren Bankmächtigkeit von 50-100 cm. Hier treten gelegentlich auch bis zu 250 cm mächtige, absandige, grobkörnigere Sandsteinbänke (Korngröße an der Basis bis 2 mm) in Wechsellagerung mit sandigen Mergeln auf. Bei Il Piaggione (J 3) wurde eine etwa 4 m mächtige Wechsellagerung von 5-10 cm mächtigen, verkieselten Kalken mit dunkelbraunen, feinblättrigen tonigen Mergeln angetroffen. Die Kalke sind dicht, brechen muschelrig, wittern hellbraun bis weißlich an und zeigen im Anschlag eine schwärzliche Farbe. Im südlichen Teil des CGS kommen derartige Kalke häufig vor.

Petrografischer Befund: Die Zusammensetzung der laminierten Sandsteine schwankt zwischen f e l d s p ä t i g e n und l i t h i s c h e n bis S u b g r a u w a c k e n .

Der aus einem laminierten Sandstein stammende

Schliff 79 (feldspätige Grauwacke) zeigt:

Mineralbestand: Eckige, 0,2-0,5 mm große Quarzkörner (ca. 60 % kaum zersetzte Ortho- und Plagioklase, etwas Mikroklin, Biotit, Serizit, Chlorit, Erz, Titanit.

Lithische Bestandteile: Sehr feinkörnige Sandsteinreste.

Matrix: Feinfilzig, vorwiegend karbonatisch.

Textur: Ausgeprägte Lagentextur durch schichtparallel eingeregelter Glimmermineralien.

Schliff 58 (lithische Grauwacke) aus einem gradierten Sandstein:

Mineralbestand: 0,5-1 mm große frische Feldspäte (Kfsp, Plg. Mikroklin), Quarze und eingeregelter Muskovitschüppchen.

Gesteinsreste: Quarz-Serizit-Schiefer, Quarzite mit Pflasterstruktur, feinkörnige Grauwacken.

Matrix: feinfilzig, karbonatisch bis serizitisch.

Fossilien und Alter: Bei der Bearbeitung der Schlämmprouben fällt auf, daß der CGS im Vergleich zu den beiden Cervarola-Sandsteinen wesentlich fossilreicher ist. Während im Cervarola-Sandstein die Foraminiferen selten, schlecht erhalten und schwärzlich-bituminös verfärbt sind, treten sie im CGS in guter Erhaltung und großer Anzahl auf. Von den Schlämmprouben erwies sich etwa jede zweite als fossilführend. Die aus dem Liegenden Teil des CGS entnommene

Probe 119 (Giogo-Paß, Best. Prof. HAGN, München) ergab:

Ammodiscus sp.,
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerinita pera (TODD)
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globorotalia optima nana BOLLI

Alter: 0 - A q u i t a n

Die aus dem mittleren Teil des CGS entnommene

Probe ließ sich mit

Globigerinoides trilobus REUSS
Orbulina bilobata (D'ORBIGNY) in

in das oberste A q u i t a n / U - B u r d i g a l einstufen.

während die aus dem Hangenden stammende

Probe 129 (Il Piaggione, Best. Prof. HAGN, München) mit

Uvigerina auberiana D'ORBIGNY
Globigerina globularis (ROEMER)
Globorotalia opima nana BOLLI
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
Orbulina c.f. universa (D'ORBIGNY)

t i e f e r e s B u r d i g a l anzeigte.

Die übrigen Proben erbrachten ebenfalls stets Globigerinoides-Formen und in den höheren Teilen Orbulinen, so daß ein Alter des CGS zwischen h ö h e r e m A q u i t a n und u n t e r e m B u r d i g a l angegeben werden kann.

Mächtigkeit: Der CGS erreicht mindestens 900 m Mächtigkeit.

Die Stellung des CGS zu FMA und Cervarola-Sandstein wird im Anschluß an die Beschreibung der Modino-Cervarola-Einheit in Kap. (5.2.) erörtert werden.

3.5. Modino-Cervarola-Einheit (MCE)

3.5.1. Allgemeines

Südlich des CGS schließt sich eine Zone mit Gesteinen an, die zur sog. Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I, REUTTER 1966) gehören. Diese Einheit wurde von NARDI und TONGIORGI (1962) erstmals unter der Bezeichnung 'Complesso di M. Modino-M. Cervarola' als eigene tektonische Einheit abgetrennt.

Das am weitesten verbreitete Schichtglied dieser Einheit, der 'Cervarola-Sandstein' (Synonyma: 'Macigno B' SIGNORINI 1936, 'Arenaria di M. Falterona' FAZZINI 1963, 'Arenaria di Pracchiola' ZANZUCCHI 1964, 'Formazione di Londa' BORTOLOTTI u. MERLA 1967, 'Sandstein von Bobbio' SCHLÜTER 1968) läßt sich (NARDI 1965) im Streichen über ca. 330 km in einer bis zu 40 km breiten Zone vom Fenster von Bobbio

(Prov. Piacenza) bis in die Nähe des Bolsena-Sees verfolgen.

Die Modino-Cervarola-Einheit, im folgenden kurz MCE, liegt mit ihrem SW-Rand auf dem Macigno ('Hauptkamm-Macigno', GÜNTHER 1966) der Toskaniden II und zwar längs der Nordseite der von den Toskaniden II gebildeten M. Orsaro-M. Cetona-Struktur, einer ca. 200 km langen, NE-vergenten liegenden Falte (Stirnfalte der Toskaniden II), die eines der bedeutendsten tektonischen Strukturelemente des Nordapennins darstellt. Der NE-Rand der MCE ist u.a. auf die Umbro-Markiden (FMA) aufgeschoben.

Die Zusammensetzung der Schichtfolge der MCE ist starken Schwankungen unterworfen, als Folge einer andauernden orogenetischen Aktivität im Oligo-Miozän (REUTTER 1968). Zwischen dem Secchia- und dem Reno-Tal ist die Schichtfolge, wie die Untersuchungen von NARDI u. TONGIORGI (1962), NARDI (1964,1965), REUTTER (1966,1969), v. STRUENSEE (1967), HEYMANN (1968), RENTZ (1971) ergaben, im einzelnen aufgebaut aus

9) Hangendolisthostrom	{U-Mioz./M-Miozän (?)}
8) Suviana-Mergel und -Sandstein	{U-Miozän}
7) Sestola-Vidiciatico-Serie	{U-Miozän}
6) M. Cervarola-Sandstein	{Oligozän/U-Miozän}
5) Pievepelago-Formation	{Oligozän}
4) M. Modino-Sandstein	{Oligozän}
3) Marmoreto-Mergel	{U-Oligozän}
2) Fiumalbo-Rotschiefer und -Sandstein	{O-Eozän}
1) Tiefere Modino-Basis-Serien	{U-Kreide/Eozän}

Die tieferen Modino-Basisserien sind teils als echte Olisthostrome ausgebildet, teils nur olisthostromartig zerrissen und liegen über weite Strecken direkt im Hangenden des Macignos der Toskaniden II. Die sonst einheitliche Grauwackenserie des Cervarola-Sandsteins ist zwischen Secchia- und Reno-Tal durch die Pievepelago-Formation, eine Folge von Mergeln und Olisthostromen, geteilt in den Modino-Sandstein und den Cervarola-Sandstein. Sowohl in die höheren Teile des Cervarola-Sandsteins als auch in die mergelige Sestola-Vidiciatico-Serie und die Pievepelago-Formation sind Olisthostrome mit umgelagertem Material

der Modino-Basisserien eingeschaltet (RENTZ 1971). Etwa vom Mugello-Gebiet ab nach SE wird die Cervarola-Basis - soweit bekannt - von bunten Tonen ('Scisti Varicolori') gebildet (SIGNORINI 1936, MERLA 1952, FAZZINI 1964, FREY 1969 u.a.). Auch fehlen von hier ab die in den nordwestlichen Teilen der Einheit eingeschalteten Olisthostrome.

Die stratigrafische und tektonische Stellung der MCE ist von zentraler Bedeutung für die verschiedenen Hypothesen zum Bauplan des Nordapennins:

Die Vertreter eines Deckenbaues größeren Ausmaßes (BALDACCHI et al. 1967) sehen im Cervarola-Sandstein die teils direkt im Hangenden des Hauptkamm-Macignos, teils extern davon über dem autochthonen Mesozoikum der Apuaner Alpen (Toskaniden I) zwischen dem Macigno im SW und der FMA im NE abgelagerte Fortsetzung der Macigno-Sedimentation. Die Modino-Basisserien wurden dabei - ebenso wie bei NARDI u. TONGIORGI (1962) und NARDI (1965), deren Ideen etwas modifiziert in diese Hypothese mit eingingen - als Olisthostrome gedeutet, die von Schlammströmen gebildet wurden, die randlich die Macigno-Sedimentation zeitweilig unterbrachen. Im Verlaufe der Einengung des Sedimentationsraumes im Miozän sei der Cervarola-Sandstein durch den Schub der von SW vorrückenden Toskaniden II-Decke ('Falda Toscana') im Niveau der 'Scisti Varicolori' abgeschert und bis an den inneren Rand der FMA vorgeschoben worden, was einer Schubweite von mindestens 50 km entspräche. Nicht abgescherte Reste des Cervarola-Sandsteines seien dann von der Falda Toscana überschoben worden und kämen heute im Bereich der Apuaner Alpen in tektonischen Fenstern als der aus der Literatur seit langem bekannte, metamorphe 'Pseudomacigno' zum Vorschein.

Diejenigen Autoren, die mehr eine autochthone Stellung des Cervarola-Sandsteines annehmen, sehen die Ablagerung desselben im Zusammenhang mit einem Wandern der Trogachse der toskanischen Miogeosynklinale nach NE. Der Cervarola-Sandstein

sei danach generell im Hangenden des toskanischen Macigno abgelagert worden (MERLA 1952, LOSACCO 1963, PELLEGRINI 1965), mit jenem aber - insbesondere im Mugello-Gebiet und am M. Falterona - auch durch laterale Übergänge verbunden (BOR-TOLOTTI u. MERLA 1967, 1969; BORTOLOTTI et al. 1970).

Im Gegensatz dazu läßt sich nach REUTTER (1968, S. 217 ff.) die Stellung der MCE ('Emilianiden I') auch dahingehend deuten, ...'daß die Sandsteine der Emilianiden I in einem Trog abgelagert wurden, der sich auf dem Gebiet eines extern gelegenen Emilianikums einsenkte. Dieser Trog wäre parallel zum Macigno-Becken verlaufen und von diesem durch eine Schwelle getrennt gewesen, die aus flyschartigen Gesteinen vom Typ der Modino-Basis-Serie bestanden hätte. Von dieser Schwelle flossen Schlammströme sowohl nach SW in das Macignobecken als auch nach NE in das Modino-Cervarola-Becken und bildeten dort die Olisthostrome Die trennenden Schwellen (nach NE auch zur FMA, Anm. d. Verf.) wurden im Laufe der Orogenese eingeengt und zum Teil überschoben. Die Emilianiden I wären dabei nach SW auf den Macigno und nach NE bzw. E auf die Formazione Marnoso arenacea randlich aufgefahren....'. Diese Deutung wird u.a. durch die Untersuchungen von RENZ 1971 unterstützt, der an der Modino-Basis eine stratigrafisch mit dem Modino-Sandstein verbundene, im wesentlichen nicht-olisthostromatische kontinuierliche Schichtfolge von der U-Kreide an nachweisen konnte. D.h., zwischen Macigno und MCE können nur tektonische Kontakte bestehen und beide müssen verschiedenen Sedimentationsräumen entstammen. Der MCE kommt nach dem Konzept von REUTTER (1968) eine parautochthone Stellung zu. Auch zwischen FMA und Cervarola-Sandstein gibt es nach zahlreichen Autoren stratigrafische Übergänge. Während MERLA (1952, 1957) und GHELARDONI et al. (1962) für den nord-westlichen Teil der FMA eine vertikale sedimentäre Abfolge annehmen, diskutieren NOCCHI (1961), PISTOLESI (1965) und PELLEGRINI (1965), ausgehend von der Tatsache, daß der Cervarola-Sandstein nach SE jünger wird, für den umbrischen Bereich einen schon von MERLA (1952) vermuteten, lateralen

Übergang zwischen Cervarola-Sandstein und den tieferen Teilen der FMA.

Im Untersuchungsgebiet ließ sich die MCE in zwei unterschiedlich zusammengesetzte Folgen aufteilen:

- 1) Cervarola-Sandstein Typ Futa (CSF) mit den basalen Scisti Varicolori (SV)
- 2) Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd (CMS) mit den basalen Olisthostromargille von Polcanto (OAP)

Die beiden Sandsteintypen stellen - wenn auch räumlich voneinander getrennt - keine eigenen Schichtglieder dar, sondern sind laterale Faziesdifferenzierungen des Cervarola-Sandsteines. Die bisher für beide Sandsteine verwendeten Bezeichnungen wie 'Macigno B' (SIGNORINI 1941)(in der neuen (1970) Karte 1:100 000 Blatt Vergato für den CSF sogar 'Macigno A, Macigno del Chianti!'), 'Macigno di Mugello' (BORTOLOTTI u. MERLA 1969), 'Formazione del Mugello' (CIPRIANI u. MALESANI 1964), 'Formazione di Londa' (BORTOLOTTI u. MERLA 1967) werden jedoch abgelehnt, da sie die faziellen Unterschiede verwischen und z.T. auch andere Sandsteine mit einbezogen (z.B. den CGS).

3.5.2. Die Folge des Cervarola-Sandsteins Typ Futa (CSF)

3.5.2.1. Scisti Varicolori (SV)

Die Scisti Varicolori (in der Literatur auch als Scisti variegati, Scisti rossigni, z.T. auch Scisti policromi bezeichnet) bilden im Mugello-Gebiet die stratigrafische Unterlage des Cervarola-Sandsteins Typ Futa (CSF). Da dieser im Gebiet in Schuppen zerlegt ist, kommen sie als Basis dieser Schuppen in mehreren subparallelen, etwa apenninisch streichenden Streifens zum Vorschein. Im Gelände lassen sie sich im allgemeinen gut erkennen, da sie meist ein von tiefen Rinnen durchzogenes vegetationsloses Badland bilden und ihre lebhaften Farben sie weithin sichtbar machen.



Abb. 15
Castel-Guerrino-
Sandstein (CGS)
bei Barco



Abb. 16 Stark gestörter CGS im Bereich der
Aufschiebung auf die FMA; (bei Il Monte)



Abb. 17 Rundlich verwitternde Bänke von CSF
an der Straße Scarperia - Firenzuola
(ca. 10 m über Kontakt zu den Scisti
Varicolori)



Abb. 18 und 19 Die Scisti Varicolori. Lokali-tät: W-Hang des
Bagnone-Tales

Die SV, bzw. vergleichbare Bildungen (Fiumalbo-Schiefer, s.u.), lassen sich (PRINCIPI 1933) vom M. Cimone über das Mugello-Gebiet bis nach Todi in Mittelumbrien verfolgen. Ihre Beziehungen zu den angrenzenden Sandsteinen erfuhren im Laufe der Zeit sehr unterschiedliche Deutungen. Von LOTTI (1899, op.cit SIGNORINI 1939) als Teil einer SW-fallenden, von einem liegenden nördlichen Sandstein (i.e. CSF) reichenden stratigrafischen Normalabfolge aufgefaßt, von SACCO (1936) als 'Scisti Policromi' für das im Kern einer NE-vergente Falte zutage tretende stratigrafische Liegende des Macignos, von PRINCIPI (1926,1933) sogar als dessen Hangendes gedeutet, wies SIGNORINI (1941) nach, daß die SV die stratigrafische Basis des CSF ('Macigno B') bilden und mit diesem zusammen randlich auf die FMA aufgeschoben sind, Zu der gleichen Feststellung kam BRUEREN (1941). Spätere Bearbeiter bestätigten diese Ergebnisse auch außerhalb des Mugello-Gebietes (MERLA 1952, NOCCHI 1961, MAROCCU u. PIRINI 1961, FAZZINI 1964, PELLEGRINI 1966, MUCCHI 1965 u.a.).

Es muß jedoch, wie die vorliegende Untersuchung und die von FREY (1969) ergaben, zumindest für das Mugello und das Casentino die Einschränkung gemacht werden, daß die Aufschiebung von SV und Cervarola-Sandstein nicht direkt auf die eigentliche FMA erfolgte, sondern auf den zwischen Cervarola-Sandstein und FMA gelegenen Castel Guerrino-Sandstein (Mandrioli-Sandstein), dessen Zugehörigkeit zu FMA oder Cervarola-Einheit nicht eindeutig geklärt ist.

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich bei den SV in der Hauptsache um T o n e , deren überwiegend weinrote bis violette, aber auch grüne, seltener gelbliche und schwärzliche Färbung im Meter- bis Zentimeterbereich wechselt. Auffallend ist stets die äußerst gute Erhaltung der Schichtung bis in kleinste Einzelheiten, eine Tatsache, die schwer in Einklang zu bringen ist mit einer Allochthonie größeren Ausmaßes, wie sie von einigen Autoren (BALDACCHI et al. 1967) angenommen wird. Nur dort, wo die SV größeren

tektonischen Beanspruchungen unterlagen, so zur Basis hin, ist die Schichtung zerstört.

Die recht harten Tone verwittern in längliche, prismatische, kantige Teilchen von Zentimeterlänge. Ihre Quellfähigkeit ging durch die Diagenese schon weitgehend verloren, so daß sie auch bei stärkerer Befeuchtung kaum schmierig werden. Hangneigungen bis 70° sind deshalb keine Seltenheit.

Untergeordnet sind in der Schichtfolge auch graugrüne M e r g e l enthalten.

Etwa in der Mitte der Schichtfolge treten, als Vorläufer des Cervarola-Sandsteins, linsenförmige Einschaltungen feinkörniger, turbiditisch sedimentierter S a n d s t e i n - f o l g e n auf. Die Sandsteinbänke können dabei bis zu 3 m mächtig werden. Die Mächtigkeit der Einschaltungen schwankt zwischen 2-5 m (Pgio. al Pozzo) und ca. 35 m (Marzano).

In den Hangendsten Teilen der SV, im Übergangsbereich zum Cervarola-Sandstein, sind neben mehreren dünnen Sandsteinbänken 5-20 cm dicke, weißlich-gelbe Bänke eines etwas mergeligen mikritischen K a l k e s eingeschaltet.

Fossilien und Alter: Die aus den stratigrafisch tiefsten Teilen der SV gezogenen

Proben 109 und 110 (M. Linari) ergaben mit

Nonion sp., Ammodiscus sp., Chrysalongonium tenuicostatum (CUSHMAN & BERMUDEZ), Stilostomella nuttalli (CUSHMAN & JARVIS), Gyroidina girardana (REUSS), Globigerina sp., Globigerinita dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ),

ein O l i g o z ä n - Alter. Die aus dem Hangendsten Teil der SV entnommene

Probe 108 (Pgio. al. Pozzo) ließ sich mit

Nonion sp., Cibicides sp., Globoquadrina sp., Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globorotalia obesa (BOLLI)

in das H ö h e r e A q u i t a n einstufen.

A. MUCCHI (1964) gibt in ihrer eingehenden Bearbeitung der SV im Mugello-Gebiet ein Alter der SV von Eozän/Aquitana an.

Mächtigkeit: Die größte aufgeschlossene Mächtigkeit der SV lag bei 150 m.

3.5.2.11. Zur regionalen Stellung der SV

Bunte Tone mit unterschiedlicher stratigrafischer Reichweite (O-Kreide/U-Miozän) treten in verschiedenen Faziesbereichen des N-Apennin im allgemeinen an der Basis von überlagernden Grauwackenserien auf, so im Emilianischen Bereich an der Basis der Modino-Cervarola-Einheit (Fiumalbo-Rotschiefer, Eozän; SV, Eozän/Aquitana, im Toskanikum an der Basis des Macigno (Scaglia Rossa, 'Scisti Policromi', Alb - U-Oligozän), im umbrischen Bereich als umbrische Scaglia Rossa (O-Kreide/Eozän) unter der die FMA-Basis bildenden Scaglia Cinerea und auch in kleinerem Ausmaß im Ligurischen Bereich (dort O-Eozän) an der Basis des Petrignacola- bzw. Senario-Sandsteins (s. Kap.3.7.8) Es müssen also zumindest zeitweilig (Eozän) in allen diesen Bereichen zugleich ähnliche Sedimentationsbedingungen geherrscht haben.

Die für die paläogeografische Rekonstruktion der Faziesgebiete wichtigen Vorstellungen darüber, ob und inwieweit die einzelnen Vorkommen miteinander verbunden waren, differieren je nach dem tektonischen Konzept der Autoren. Für MERLA (1952), NOCCHI 1961, FAZZINI (1964), MERLA u. BORTOLOTTI (1967,1969), und BORTOLOTTI et al. (1970) stellen die SV die nordöstliche, bis in das Aquitana hinaufreichende Fortsetzung der Toskanischen Scisti Policromi dar. Nach der Hypothese von BALDACCHI u.a. (1967) wäre die in den metamorphen autochthonen Toskaniden I unter dem Pseudomacigno in Form von Phylliten zum Vorschein kommende Pseudoscaglia mit den SV gleichzusetzen.

Innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit sind die SV in fazieller und stratigrafischer Hinsicht eng verwandt mit den 'Fiumalbo-Rotschiefern' (Name von REUTTER 1966) an der Basis des Modino-Sandsteines. Beide Rotserien bilden die stratigrafische Basis der nachfolgenden Grauwackensedimentation, ohne daß sich bisher mit Sicherheit feststellen ließ, ob eine direkte Verbindung, wie sie von PRINCIPI (1933), NARDI u. TONIORGI (1962) und NARDI (1964) postuliert wird, zwischen beiden Serien existierte. Die in der Modino-Cervarola-Einheit etwa an der Grenze Paleozän/Eozän einsetzende Sedimentation bunter Tone wurde im NW-Teil des Troges (Fiumalbo-Rotschiefer) bereits im M-Oligozän von der Grauwackensedimentation (M. Modino-Sandstein) abgelöst, während sie im SE (Scisti Varic) erst im höheren Aquitan durch den Cervarola-Sandstein unterbrochen wurde. Aus der daraus folgenden Gleichaltrigkeit der SV mit verschiedenen benachbarten Serien werden in neuerer Zeit von einigen Autoren bisher unbewiesene laterale Übergänge zwischen SV und toskanischem Macigno (MERLA u. BORTOLOTTI 1967, 1969, FAZZINI 1964) oder zwischen SV, Macigno, Scisti Policromi und umbrischer Scaglia Rossa - Scaglia Cinerea vermutet (NOCCHI 1961, FAZZINI 1964, PELLEGRINI 1965, PISTOLESI 1965).

3.5.2.2. Cervarola-Sandstein Typ Futa (CSF)

Der im Hangenden der SV anstehende Cervarola-Sandstein Typ Futa kommt im Untersuchungsgebiet in mindestens drei, dachziegelartig übereinandergestapelten, SW-fallenden Schuppen zum Vorschein. Seine Benennung als Typ Futa erfolgte - in Absprache mit C. HEMMER, FU Berlin - nach dem wenige Kilometer nordwestlich des Arbeitsgebiets gelegenen Futa-Paß, auf dessen südlicher Seite der CSF ansteht. Tiefgründige Verwitterung und starker Bewuchs mit Buschwerk verhindern eine durchgehende Beobachtung der Schichtfolge.

Lithologische Beschreibung: Der Übergang von den SV in den CSF erfolgt ziemlich abrupt. Wenn sich auch in den hangenden

Teilen der SV schon wenige dünne Sandsteinbänke einschalten, so setzt doch die sandige, turbiditische Sedimentation recht schlagartig ein mit einer etwa 15 m mächtigen Folge aus 2-3 m dicken Bänken eines grobkörnigen Sandsteins (Korngröße bis max. 2 mm), der wegen seines geringen Gehaltes an Bindemittel leicht absandet und auffallend kugelig mit gelblichbraunen Farben verwittert. Der lithologische Charakter der zwischen den Sandsteinen liegenden Schichten ändert sich dabei im Vergleich zu den SV zunächst nicht. Erst einige Meter über dem Kontakt CSF/SV werden die bunten, überwiegend rötlichen Tone der Zwischenschichten durch gelbliche, splittrige Mergel abgelöst.

Über dieser basalen Folge entwickelt sich eine nur gelegentlich von 2-3 m mächtigen, grobkörnigen, absandenden Sandsteinlagen unterbrochene Wechsellagerung von 50-200 cm dicken, feinkörnigen, gradierten Sandsteinen mit siltigen Mergeln bzw. auch - weitaus häufiger als im CGS - dunkelbraunen bis schwärzlichen Schiefertönen. Die Interstraten sind im allgemeinen geringmächtiger als die Sandsteinbänke. Die feinkörnigen Sandsteine zeigen im frischen Anschlag eine blaugraue bis dunkelgraue Farbe und verwittern ocker-gelb.

An der Basis der Sandsteine sichtbare 'flute casts' zeigen eine Herkunft der Trübströme aus NW an. Lamierte Sandsteine sind im CGS weniger häufig als in den übrigen Sandsteinen des Arbeitsgebietes.

Petrografischer Befund: Die Sandsteine können als f e l d - s p ä t i g e G r a u w a c k e n angesprochen werden.

Schliff 57

Mineralbestand: Eckiger Quarz, kaum zersetzter Ortho- und Plagioklas, Muskovit, Chlorit sowie etwas Titanit und Erz.

Matrix: Feinfilzig aus Gesteinsdetritus und Karbonat.

Die gröberen Varietäten (Korngröße bis 4 mm) entsprechen in ihrer Zusammensetzung l i t h i s c h e n G r a u - w a c k e n :

Schliff 114

Mineralbestand: Eckige bis leicht gerundete Körner aus Quarz (ca. 50 %), frische und zersetzte Ortho- und Plagioklase, etwas Muskovit, Chlorit, Erz (z.T. Hämatit).

Lithische Bestandteile: Sehr feinkörnige Grauwacken, mikritische Kalke.

Organischer Inhalt: Zerbrochene Foraminiferengehäuse, darunter Ammodicus sp., Globigerina sp.

Matrix: Feinfilzig, karbonatisch.

Fossilien und Alter: Die aus den mergeligen Interstraten entnommenen Schlammproben blieben meist fossilileer oder erbrachten nur kümmerliche, schlecht erhaltene, bituminös verfärbte Faunen:

Proben 53 und 93

Bathysiphon sp., Cyclamina sp., Siphonodosaria nuttalli (CUSHMAN & JARVIS),
Globoquadrina sp.,
Globorotalia obesa BOLLI
Globigerinoides trilobus (REUSS)
? Orbulina sp.

Damit läßt sich das Alter aufgrund von Globigerinoides trilobus (REUSS) mit H ö h e r e s A q u i t a n angeben. Die fraglichen, schlecht erhaltenen Orbulinen deuten, falls es sich um echte Orbulinen handelt, darauf hin, daß die Sedimentation bis in das B u r d i g a l anhielt.

Mächtigkeit: Sie übersteigt in den einzelnen Schuppen nicht 450 m.

3.5.3. Die Folge des Cervarola-Sandsteins Typ Mugello-Süd (CMS)

Die westliche und südliche Umrandung des Mugello-Beckens wird von einer Folge gebildet, die aus einem basalen Olisthrostrom und einem überlagernden mergeligen Grauwackenflysch besteht. Für den Grauwackenflysch wird in dieser Arbeit die Bezeichnung Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd (CMS) vorgeschlagen (s. Kap.3.5.3.2) Der CMS ist im Untersuchungsgebiet überall vom Cervarola-Sandstein Typ Futa getrennt. An seiner Nordseite wird er entweder mit sedimentärem Kontakt von den diskordant auf- bzw. anlagernden Sedimenten

des Mugello-Beckens begrenzt, zu denen er über weite Strecken schwach nach NE hin einfällt, oder er wird (im NW) tektonisch von einem isolierten Teil der Gleitdecke der Morello-Senario-Gruppe (s. Kap. 2.7.) überlagert. Letztere ist von SW auf und z.T. über den CMS geschoben und begrenzt ihn nach S.

3.5.3.1. Olisthostromargille von Polcanto (OAP)

An seiner Südseite bildet der CMS - wie die FMA - eine NE-vergente Synklinalstruktur, an deren generell überkippt nach SW einfallendem Südflügel die stratigrafisch tieferen Teile der Schichtfolge zum Vorschein kommen. Den stratigrafisch tiefsten aufgeschlossenen Teil der Folge bildet ein Olisthostrom, das nach einem Vorkommen östlich von Polcanto (H 21), in dieser Arbeit als Olisthostromargille von Polcanto (OAP) bezeichnet wird.

Von VALDUGA (1958) wurden die OAP nicht getrennt ausgeschieden, sondern zum 'alloctono indifferenziato' der südlich anschließenden Morello-Senario-Gruppe gerechnet. Auf der geologischen Karte 1: 100 000, Blatt Florenz (1967) wurden die OAP zwar als 'complesso caotico (argille scagliose pp.)' vom 'Complesso indifferenziato' der Morello-Senario-Gruppe abgetrennt, diese Abgrenzung aber nur bei einigen Vorkommen nördlich des Senario-Sandsteines vorgenommen, während die Vorkommen nördlich des Morello-Albereses undifferenziert blieben. Zudem wurde die Stellung der OAP zu den angrenzenden Sandsteinen nicht definiert.

Die Geländebefunde zeigten jedoch, daß die OAP als Olisthostrom sedimentär mit dem auflagernden CMS verbunden sind. Diese sedimentären Kontakte lassen sich gut östlich von Polcanto sowie nördlich der Zone C. Radicchia (F 20) - Pgio. Betaina (E18) beobachten. In der zuletzt genannten Zone, in der auf die OAP zunächst eine reine Mergelsedimentation folgt, wird diese Normalsedimentation nach 10-20 m noch einmal unterbrochen durch eine je nach Aufschluß

5-15 m mächtige weitere Olisthostromeinschaltung der OAP.

Lithologische Beschreibung: Die OAP zeigen an den Stellen, wo die Aufschlüsse Einsicht in den inneren Aufbau erlauben, alle Kennzeichen eines typischen Olisthostroms: In einer Matrix aus grauschwarzen, seltener grünlichen, feinschuppigen Tonen stecken unklassiert und unsortiert zahlreiche Olistholithe, deren Größe nur selten 30 cm Durchmesser übersteigt. Häufig ist eine Pseudostratifikation sichtbar. Im einzelnen treten folgende Komponenten als Olistholithe auf:

1) Kalke:

- a) Reine, porzellanartige, muscheligg brechende Kalke (Mikrite). Diese Kalke, von denen einige den Palombino-Kalken ähneln (Schliffe brachten keine Fossilien), variieren in der Farbe zwischen dunkelgrau, hellgrau, gelblich oder oliv- bis blaugrün. Besonders häufig sind die olivgrünen Varietäten, die meist intensiv zerschert und von glänzenden schwarzbraunen Tonhäutchen überzogen sind.
- b) Graugrüne bis dunkelgraue, z.T. fein laminierte, würfelig zerfallende Kalke (Mikrite) mit blauschwarzen Manganoxyd-Belägen auf Klüften oder mit bis zu mehreren Millimetern dicken Manganoxyd-Krusten auf der Oberfläche. Auch diese manganhaltigen Kalke sind recht häufig in der OAP.
- c) Laminierte, dunkelgraue, foraminiferen-führende Kalke der O-Kreide (Schliffe 326, 327).
- d) Albereseartige, z.T. laminierte, mergelige Kalke von hellgrauer, äußerlich gelblicher Farbe. Die Schliffe blieben fossilileer bis auf einen (301), der eine untypische Alttertiärfauna führte.
- e) Plattige Kalkmergel, weißlich bis hellgrau anwitternd, innen gelblich. Diese Olistholithe können bis zu einigen Kubikmetern groß werden. Sie zeigen eine feine wellige Bankung im Zentimeterbereich. Schliffe erbrachten O-Kreide-Faunen.
- f) Sehr harte, dunkelgraue, z.T. glimmerreiche Kalkarenite der O-Kreide (Cenoman), Schliff 325.

2) Sandsteine:

Die Sandsteine weisen wenig charakteristische Merkmale auf. Sie sind generell feinkörnig und von brauner Farbe. Meist bilden sie kantengerundete Bruchstücke,

die 20 cm Durchmesser nicht übersteigen. Auffällig sind zahlreiche, maximal 5 cm dicke, harte, plattige, graugrüne Sandsteine, die sich durch einen hohen Glimmergehalt und durch zahlreiche feine Strömungsmarken auszeichnen. In einem Falle zeigte ein derartiger, sehr feinkörniger Sandstein auch Spuren von Helmintoideen.

3) Ophiolithische Gesteine:

Einen charakteristischen, wenn auch nicht häufigen Anteil an den Olistolithen der OAP bilden Gesteine mit Ophiolithmaterial:

- a) Grobe, äußerlich dunkelgrüne bis schwärzliche, harte Polymikte Sediment - Ophiolithschutt - Brekzien: Diese Gesteine treten in abgerundeten, isolierten Brocken von wenigen Zentimetern bis zu einigen Kubikmetern auf. Im allgemeinen sind sie massig und lassen keinerlei Schichtung erkennen. Einige zeigen aber eine deutliche Gradierung. Sediment- (eckige Brocken von palombinoähnlichen Kalken, Radiolarit, sehr feinkörnige Sandsteine) und Ophiolithanteil (rundliche Brocken von Serpentin, Spilit, vulk. Glas) halten sich etwa die Waage. Die Größe der Komponenten in den Brekzien liegt meist zwischen wenigen mm und etwa 3 cm, kann aber - insbesondere bei den Sedimenten - bis zu 20 cm Durchmesser erreichen.
- b) Bei C. Leona (B14) wurden einige bis kubikmetergroße Brocken von Ophicalzit gefunden. Diese äußerlich recht abwechslungsreich dunkelgrün, bläulichviolett, dunkelbraun und rostrot gefärbten Gesteine werden von zahlreichen unregelmäßigen weißlichen Kalzitadern durchzogen.

4) Barytlinsen:

Ein eigentümliches Gestein in der OAP sind bis handtellergröße, 2-3 cm dicke, plattige Stücke von fibrosem Baryt, vermutlich ehemalige Kluftausfüllungen, mit senkrecht zur Kluftfläche verlaufenden Barytfasern. Diese Barytstücke, die vereinzelt auch in den OAc beobachtet wurden (s. Kap.3.3.3.) treten in den OAP oft in großer Anzahl auf.

5) Bunte Tone (? Buntschieferserie)

Gelegentlich kommen in den OAP auch kleinere Fetzen von bunten Tonen vor. Östlich von Polcanto befindet sich ein wegen seiner Größe gesondert ausgeschiedenes Vorkommen. Es besteht aus stark durchbewegten, rostroten, feinschuppigen Tonen mit eingeschuppten,

wenige cm dicken, graugrünen mergeligen Kalken. Das gesamte Vorkommen besitzt eine Mächtigkeit von ca. 10 m und eine Ausdehnung von etwa Hausgröße.

Eine in den Kalken des Cenoman-Turon gefundene Fauna (Schliff 323), Bestimmung Prof. HAGN, München) mit *Hebergella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Rotalipora* sp., *Rotalipora apenninica* RENZ deutet darauf hin, daß es sich bei diesen Tonen um Teile einer von REUTTER (1961) mit dem Namen **B u n t s c h i e f e r - s e r i e** belegten Folge handelt, die im ligurischen und emilianischen Faziesraum auftritt (REUTTER 1968).

HEYMANN (1968) und RENTZ (1971) beschreiben als typisch für die olisthostromatisch umgelagerten Buntschieferanteile der Modino-Basisserien ('Modino-Buntschiefer') und die Buntschiefer an der Basis der Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II), die 'Cantiere-Buntschiefer', u.a. gemischte Sediment-Ophiolith-Brekzien, manganumkrustete Kalke und graugrüne mikritische Kalke. Die diesen Gesteinen entsprechenden Olistholithe der OAP (1a,b;3a) könnten danach ehemals Bestandteile der Buntschieferserie gewesen sein.

Die Abgrenzung der OAP vom direkt angrenzenden chaotischen 'Undifferenzierten Komplex' der Morello-Senario-Gruppe (s. Kap.7.7.6.1) ist im Gelände mit einigen Schwierigkeiten verbunden, da zwischen diesen beiden, äußerlich sich stark ähnelnden Komplexen keine scharfen Grenzen ausgebildet sind. Zudem scheint es partiell aus tektonischen Gründen (Überschiebung der Morello-Senario-Gruppe über OAP und Cervarola-Sandstein) zur Vermischung im Grenzbereich beider Komplexe gekommen zu sein. Erschwert wird die Trennung häufig weiter dadurch, daß von dem orografisch höher gelegenen Undifferenzierten Komplex ausgehende Bergschlipfe (Fragen) auf das Gebiet der OAP übergreifen.

Das wichtigste Indiz für das Vorliegen der OAP im Gelände liefern die darin enthaltenen Olistholithe selbst, insbesondere die in der Morello-Senario-Gruppe nicht enthaltenen ophiolithischen Gesteine, die olivgrünen, mit glänzenden Tonhäutchen überzogenen Kalke, die Manganoxyd-haltigen Kalke und die fibrösen Barytlinsen. Einen weiteren, für eine erste

rasche Übersicht geeigneten Hinweis bildet - besonders an den Stellen, wo Bewuchs eine direkte Einsicht in den inneren Aufbau der OAP und damit eine eindeutige Ansprache als Olisthostrom verhindert - der im Vergleich zum Undifferenzierten Komplex auffallend höhere Anteil an festen Komponenten. Die einzelnen Komponenten sind außerdem in Durchschnitt wesentlich kleiner und abgerundeter als beim Undifferenzierten Komplex.

Petrografischer Befund: Bei den Kalken handelt es sich in der Mehrzahl um Mikrite, z.T. mit wenigen eingestreuten Foraminiferengehäusen ('sparse biomicrite'). Ein Kalkarenit (Schliff 362) enthielt neben Foraminiferen (Milioliden, Sandschaler, dickschalige Globigerinen) auch Bröckchen aus umgelagertem Calpionellenkalk sowie zahlreiche runde Pellets.

Die Sandsteine erwiesen sich als **l i t h i s c h e** **b i s** **f e l d s p ä t i g e** **G r a u w a c k e n**. Die von verschiedenen Fundpunkten innerhalb der OAP stammenden polymikten Sediment-Ophiolithschutt-Brekzien ergaben eine recht einheitliche Zusammensetzung:

Schliffe 208, 324, 343

Einzelminerale: Orthopyroxen, stark zersetzt, serpentinisiert, auf Spaltflächen z.T. chloritisiert (Pennin), später calzitisiert; amorphe Reste von Erz; Albit-Neubildungen; Quarze, leicht gerundet, undulös auslöschend.
Gesteinsreste: Mikritische Kalke; feinkörnige Grauwacken; chloritisierte Spilite mit Plagioklasskelettkristallen; umgestandenes Glas.
Matrix: Grobspätiges Karbonat.

Ein Schliff aus dem feineren Teil einer mehrere cbm großen, mit bis kopfgroßen mikritischen Kalken gespickten, polymikten Brekzie bei C. Leona zeigte:

Schliff 354

In einer Matrix aus grobspätigem Karbonat liegen isoliert 2-5 cm große, abgerundete Bruckstücke, und zwar:

1) Spilite

- a) Bruchstücke eines im Hellfeld farblosen bis leicht grünlichen, klaren Glases mit einer schlierenförmigen Textur, die durch einige parallel laufende, von Hämatit gefärbte Bänder nachgezeichnet wird. Der Brechungsindex des Glases ist gegen Kanadabalsam deutlich höher.
- b) Umgestandenes, dunkelbraunes Glas ohne besondere Texturen oder mit mikroskopisch nicht auflösbaren Zonen mit verschwommener undulöser Auslöschung.
- c) Bröckchen mit verwachsenen, feinsten, von einzelnen Zentren ausgehenden Fasern ('sphärolithische Struktur'). Die Fasern sind derart fein, daß man das sie aufbauende Mineral nicht mehr ansprechen kann. Diese kreisförmigen Gebilde, die sich gegenseitig berühren und randlich auch durchkreuzen, zeigen bei X Nicols ein verwachsenes Kreuz, das seine Stellung bei Drehung des Tisches beibehält (Aggregatpolarisation).
- d) Etwas gröber strukturierte Aggregate des gleichen Aufbaus wie c) oder auch mit divergentstrahligen Leisten, lassen erkennen, daß es sich um Plagioklas-Skelettkristalle handelt.
- e) Bröckchen mit Intersertalstruktur, z.T. auch ophitischen Gefüge aus sich kreuzenden Plagioklasleisten in glasiger Grundmasse. Einige Bröckchen zeigen dabei deutlich zwei unterschiedlich große Generationen von Plagioklas.

In allen aufgezählten Komponenten befinden sich Variolen mit faserigen, radialstrahlig angeordneten, wegen ihrer Feinheit meist nicht näher bestimmbaren, z.T. chloritischen Sekundärmineralien. Mafiten wurden nicht beobachtet, jedoch gelegentliche Erzanhäufungen und in Typ e sechseckige Pseudomorphosen von Chlorit nach (?) Pyroxen. Alle Komponenten sind mehr oder weniger stark chloritisiert, die Feldspäte meist in feinkristalline Epidot-Aggregate umgewandelt.

- 2) Als sedimentäre Komponente enthielt der Schliff noch ein 5 mm großes Bruchstück von Radiolarit.

Die Komponenten 1a-e stellen insgesamt Bruchstücke von unterschiedlichen Zonen submariner, basischer Laveneffusionen dar. Während die häufig als Palagonit bezeichneten Gläser am unmittelbaren Kontakt zwischen heißer Lava und dem Meerwasser entstehen (s. RITTMANN 1960), sind die übrigen Komponenten - in der Reihenfolge ihrer Aufzählung - als mehr interne Bildungen derartiger Effusionen anzusehen (s. PELLIZZER 1955).

Schliff 341 O p h i c a l z i t bei C. Leona

Die das Gestein ehemals aufbauenden Minerale wurden nahezu vollständig durch Karbonat verdrängt, das seinerseits in der Umgebung größerer Erzanhäufungen von Epidot verdrängt wird. Nur zahlreiche, nicht näher bestimmbare Pseudomorphosen von Erz (? Maghemit) und darin enthaltene Einschlüsse von Chlorit, sowie das Gestein durchziehende Schnüre von Erz weisen darauf hin, daß ein vollständig umgewandelter Basit vorliegt.

Fossilien und Alter:

Die Schlammproben blieben bis auf Sandschaler fossilleer. Die in den Schliffen enthaltenen Faunen erlauben eine Einstufung einiger mikritischer Kalke in die O-Kreide (326,327 Hedbergella sp., Heterohelix sp., Globigerinelloides sp.), der plattige Kalkmergel (1e) in die O-Kreide (232 Hedbergella sp., Heterohelix sp., Globigerinelloides sp.), einiger Kalkarenite (325,362,293, umgelagerte Globotruncanen, Miliolida sp., Globigerina sp. dickschalig) in das Alt (?) - Tertiär, einiger Sandsteine (234 mit Helminthoidea sp. und Globigerinella sp.) in die O-Kreide und (233 mit Lithothamnium sp.) das Alttertiär, sowie der bunten Tone (325, Bestimmung Prof. HAGN, München, Globigerinelloides sp., Hedbergella sp., Rotalipora sp., Rotalipora apenninica RENZ) in den Zeitraum Cenoman-Turon.

Die OAP sind also aus Gesteinen aufgebaut, deren stratigraphische Reichweite insgesamt mindestens den Zeitraum Cenoman Alttertiär umfaßt. Ihre letzte Umlagerung als Schlammstrom erfolgte - wie aus der Überlagerung durch den CSM ersichtlich - vor dem Aquitan.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der OAP läßt sich nur grob abschätzen. Sie liegt je nach Aufschluß zwischen wenigen Metern und ca. 80 m (Polcanto).

3.5.3.1.1. Zur regionalen Stellung der OAP

Die OAP korrelieren in ihrer stratigraphischen Stellung mit den Olisthostromen an der Basis des Cervarola-Sandsteins zwischen Secchia- und Reno-Tal (Modino-Argille, Pievepelago-Argille). Da sie überdies noch eine Zusammensetzung aufweisen, die derjenigen der Olisthostrome an der Cervarola-Basis weitgehend entspricht, können sie als südöstliches Äquivalent ebendieser Olisthostrome aufgefaßt werden,

ohne daß sich eine direkte Zuordnung zu einem definierten Olisthostromniveau der Schichtfolge der Modino-Cervarola-Einheit im oben genannten Bereich durchführen läßt.

3.5.3.7. Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd (CMS)

Der CMS bedeckt ein überwiegend bewaldetes Gebiet, das bei Höhenlagen zwischen 480 m und 220 m im allgemeinen sanft zum Mugello-Becken hin abfällt, an Talflanken aber z.T. ein recht steiles Relief aufweist. Die Schichtfolge ist vor allem im Bereich des überkippt nach SW einfallenden Südteils des CMS sowie an den Talflanken des T. Carza und T. Faltona gut aufgeschlossen. Der Schichtverband ist im Vergleich zum Cervarola-Sandstein Typ Futa (CSF) über weite Strecken - insbesondere im nördlichen, normal liegenden Teil - auffallend wenig tektonisch gestört.

Lithologische Beschreibung: Gegenüber allen bisher beschriebenen Sandsteinserien ist die Folge des CMS dadurch ausgezeichnet, daß an ihrem Aufbau vorwiegend Mergel beteiligt sind. Die durchweg laminierten, sehr feinkörnigen Sandsteine sind als häufig nur wenige Zentimeter dicke und selten 50 cm Mächtigkeit überschreitende Bänke meist nur in weitem Abstand in gelblich anwitternde, harte, schlecht geschichtete Mergel, seltener feinblättrige, dunkelbraune Tone eingeschaltet. Gelegentlich sichtbare 'groove casts' weisen auf die turbiditische Entstehung der Sandsteine hin.

Besonders in den basalen Teilen und zum Hangenden hin, aber auch innerhalb der Folge fehlen die Sandsteinbänke auf weite Strecken oft völlig oder sind in ihrer Mächtigkeit derart reduziert, daß dann fast reine Mergelhorizonte von mehreren Zehnern von Metern bis zu 200 m Mächtigkeit (östlich von S. Giovanni in Petroio) vorliegen. Es handelt sich dabei jedoch nicht um stratigrafisch durchhaltende Niveaus, sondern um linsenförmige Mergelzonen, die lateral in Zonen mit stärkerem Sandsteinanteil übergehen. Da die Folge des



Abb. 20 Der Kontakt OAP - CMS, wenige 100 m
östlich des Arbeitsgebietes



Abb. 21 Polymikte Ophiolithschutt-Sediment-
Brekzie in den OAP, bei C. Leona

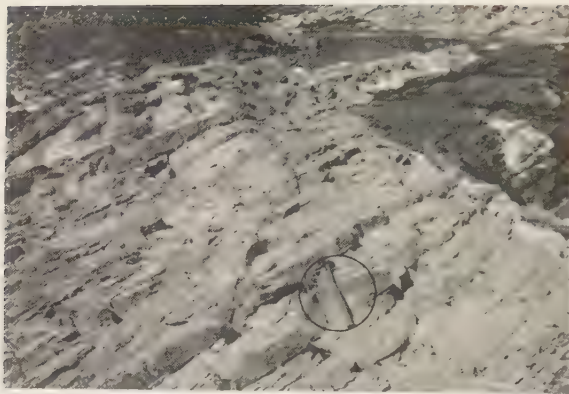


Abb. 22 Der CMS im Sieve-Tal



Abb. 23 CMS: Verkieselte Horizonte (dunkel, Pfeil)
nördlich Il Trebbio

CMS insgesamt überwiegend mergelig ist und zudem auch in den mächtigeren, fast reinen Mergelhorizonten im Liegenden und im Hangenden stets einige dünne Sandsteinbänke eingeschaltet sind, läßt sich eine scharfe Abgrenzung als Mergelhorizonte nicht durchführen. Auf der Geologischen Karte 1:100 000 (Blatt Florenz) wurden einige dieser Mergelzonen gesondert ausgeschieden und mit dem Namen 'Marne di S. Polo' belegt. Diese Bezeichnung wird von den Florentiner Geologen (z.B. BORTOLOTTI 1964, MARCUCCI 1967, MICHELI 1967, MERLA u. BORTOLOTTI 1967) auch auf andere (MARCUCCHI 1967 bezeichnete im Modeneser Apennin sogar Fiumalbo-Schiefer der Modino-Basisserien als Marne di S. Polo, REUTTER 1969), stratigrafisch und z.T. sogar lithofaziell durchaus unterschiedliche Vorkommen innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit und im Dach des Macigno angewendet. Sie wird, da ihr kein stratigrafischer Wert zukommt und sie zu stratigrafischen Mißdeutungen Anlaß geben kann, in dieser Arbeit nicht übernommen. Mehrfach treten linsenförmig im CMS silifizierte Zonen auf. Eine besonders mächtige Zone (ca. 10 m) befindet sich bei Trebbio (B 17). Dort alternieren 1-5 cm, max. 15 cm mächtige, sehr feinkörnige Sandsteine mit meist nur 1 cm dicken, z.T. recht weichen, feinschuppigen gelblichen Mergeln. Die Silifizierung erfaßte vorwiegend die Sandsteine, die entweder fleckig-diffus verkieselte sind oder im Interngefüge einen lagenweisen, schichtparallelen Wechsel von millimeterdicken, dunkelbraunen, vollständig verkieselten mit weniger stark verkieselten grauen Lagen zeigen. Zum Teil wurden aber auch die mergeligen Interstraten von der Verkieselung betroffen, wovon dann neben ihrer Härte zahlreiche dunkelbraune bis schwärzliche darin eingelagerte Hornsteinlinsen zeugen.

Gelegentlich enthält der CMS auch 10-20 cm dicke, hellgelb anwitternde, im Anschlag dunkelgraue, glatt brechende, bituminöse Kalke.

Petrografischer Befund: Die Kalke erwiesen sich als **M i k r i t e**, die Sandsteine als **F e l d s p ä t i g e**

G r a u w a c k e n .

Schliff 339

Mineralbestand: Sehr viel eckiger Quarz, wenig Plagioklas und Orthoklas (meist frisch), Muskwit, Chlorit.

Gesteinsreste: Untergeordnet Mikrite, und Hornstein.

Bindemittel: Feinfilzig, karbonatisch.

Fossilien und Alter: Die Schlammproben erbrachten nur spärliche und schlecht erhaltene Faunen, aufgrund derer sich die

Proben 525, 536 (aus dem Liegenden Teil des CMS bei C. Cerro) mit

Stilostomella nuttalli CUSHMAN u. JARVIS), Karreriella sp.
Uvigerina sp., Robulus sp., Cibicides sp., Ammodiscus sp.
Globigerina tripartita (KOCH)
Globorotalia opima nana BOLLI
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN u. BERMUDEZ)

allgemein in das O l i g o z ä n einstufen lassen, während die

Proben 537, 538 (aus dem Hangenden des CMS bei Rezzano) mit

Nodosaria sp., Lagena sp., Gyroidina girardana (REUSS)
Eponides sp., Uvigerina auberiana D'ORBIGNY
Globigerinoides sp.
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN u. BERMUDEZ)

m i t t l e r e s A q u i t a n anzeigen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des CMS liegt bei mindestens 1400 m.

3.6. Tavaiano-Argille (TA)

Der westliche Teil des Cervarola-Sandsteins Typ Futa (CSF) taucht unter chaotische, allochthone, zumeist als 'alloc-tono indifferenziato' oder 'Argille Scagliose' oder (Geol. Karte, Blatt Vergato, II. Ed., 1970) auch 'Complessi caotici eterogenei' benannte Schieferthonmassen ab, die vom Autor (1969) in Absprache mit C. HEMMER, Berlin, als 'Panna-Argille' bezeichnet wurden. Dieser Name bezog sich auf die gesamte allochthone Schieferthonmasse südlich des CSF.

Der Verfasser kam jedoch im Laufe seiner Untersuchungen zu der Ansicht, daß es sich hierbei nicht - wie ursprünglich angenommen - um eine einzige Gleitdecke, sondern um zwei allochthone, lithologisch, alters- und herkunftsmäßig unterschiedliche Komplexe handelt, die außer ihrer benachbarten Lage nichts miteinander zu tun haben.

Und zwar handelt es sich um einen nach dem Torrente Tavaiano hier Tavaiano-Argille (TA) genannten, vorwiegend aus Schiefertonen, Radiolarit, Maiolicakalk und Ophiolithen aufgebauten Komplex im Liegenden und die auflagernde, der ligurischen Kalk-Ton-Einheit verwandte Morello-Senario-Gruppe (Kap. 3.7.f), die die TA überschob (oder besser überglitt).

Beide Einheiten lassen sich jedoch nicht immer genau voneinander trennen. Eine scharfe Grenze zwischen beiden Komplexen existiert nicht. Sofern es je zur Ausbildung einer solchen kam und das ist bei den tektonischen Vorgängen, in die beide vorwiegend tonigen Komplexe verwickelt wurden eher unwahrscheinlich - wurde sie durch sekundäre Vorgänge (Bergschliffe) ohnehin verwischt. Stets läßt sich jedoch eine geometrische Abfolge erkennen, bei der die TA von der Morello-Senario-Gruppe überlagert werden. Auch stratigrafisch besteht ein bedeutender Hiatus zwischen den beiden Komplexen: Während die TA aus Gesteinen der untersten Kreide aufgebaut sind, setzt sich die Morello-Senario-Gruppe vorwiegend aus alttertiären Gesteinen zusammen.

3.6.1. Tavaiano-Argille i.e.S.

Die TA wurden unterteilt in eine kleine Olistholithe enthaltende, vorwiegend schiefrige Grundmasse (TA i.e.S.) und darin steckende größere Gesteinskomplexe (Olistholithe). Diese größeren Olistholithe bilden zusammen einen etwa 1 km² großen, lappig begrenzten, nicht immer scharf von den TA i.e.S. abzugrenzenden, noch halbwegs zusammenhängenden Gesteinskomplex, der aus einer in sich vollständig zerbrochenen Platte von Maiolica-Kalk besteht, die an ihrer Basis

Radiolarit führt. Im Zusammenhang mit diesem Komplex treten - wenn auch bisweilen räumlich von ihm getrennt, da durch den Transport innerhalb der TA abgesichert - Ophiolithe auf.

Die den Hauptanteil der TA i.e.S. ausmachenden Tone zeigen im Unterschied zu den mehr bräunlich gefärbten Tönen der Morello-Senario-Gruppe eine bleigraue Farbe. In ihnen stecken - mengenmäßig weit untergeordnet - verschiedene, leicht gerundete, Faust- bis Kopfgröße selten übersteigende, nur vereinzelt auch Größen von einigen Kubikmetern erreichende Gesteinsbrocken. Im Unterschied zur Morello-Senario-Gruppe kommen in den TA oft auch reine Schieferareale ohne eingelagerte Olistholithe vor. Die eingeschlossenen Gesteinsbrocken lassen sich fast ausschließlich von den größeren Olistholithkomplexen herleiten. Hinzu kommen fossilieere, gelbliche bis weißliche, dichte, laminierte Kalke und von feinen Sprüngen durchzogene, etwas mergelige, leicht rosafarbene, auf Kluftflächen bräunlich anwitternde Kalke, sowie die auch aus den OAc und OAP bekannten Manganoxydumkrusteten Kalke und die blaugrünen Kalke mit den glänzenden, schwarzbraunen Tonhäutchen.

3.6.2. Radiolarit

Der Radiolarit erscheint - abgesehen von isolierten, bis kubikmetergroßen Brocken in den TA i.e.S. und von faustgroßen Einschlüssen in den Serpentiniten - in kleinen Vorkommen unter der Maiolica. Ein Aufschluß einer stark in sich gestörten Radiolaritfolge etwa 150 m nördlich von Poggiolo (C6) zeigt, wenn auch ein direkter Übergang nicht mehr erhalten ist, daß dieses Gestein sedimentär mit der Maiolica verbunden war.

Lithologische Beschreibung: Das Gestein ist intensiv rotbraun bis violett gefärbt, erweist sich beim Anschlagen als äußerst hart und bricht splittrig. Es zeigt eine meist schwer zu verfolgende, häufig wellige, feine Bankung

(2-5 cm). Die das ganze Gestein senkrecht zur Schichtung durchziehende Klüftung bewirkt einen Zerfall in zahlreiche, scharfkantige, würfelförmige Stückchen. Ins Hangende schalten sich gelegentlich blaßgrün gefärbte, 1-2 cm dicke Kieselagen ein, die in gleicher Ausbildung auch in der Maiolica auftreten.

Mächtigkeit: Sie beträgt maximal 8 m.

3.6.3. Maiolica (Calpionellenkalk)

Die über dem Radiolarit liegenden Kalke bilden ein aus einer ehemals einheitlichen Platte entstandenes, durch den Transport in den TA in Brocken bis Zimmergröße aufgelöstes Blockfeld.

Lithologische Beschreibung: Die Kalke sind sehr dicht, porzellanartig und hart, brechen splittrig-muschelig, zeigen im frischen Bruch eine hellgraue Farbe und sind von zahlreichen, feinen, mit Kalzit verheilten Sprüngen durchzogen. Äußerlich wittern sie weißlichgrau an. Gelegentlich sind die Oberflächen von durch Lösungsverwitterung verursachten Schratten zerfurcht. Im Schliff (No. 118) zeigt sich ein Mikrit mit einigen eingestreuten, umkristallisierten Radiolarien.

Mächtigkeit: Sie läßt sich, da die Schichtfolge völlig zerbrochen ist, nur abschätzen, und dürfte bei 25-30 m gelegen haben.

Fossilien und Alter: Obwohl keine stratigrafisch brauchbaren Fossilien gefunden wurden, dürfte es sich bei den Kalken mit Sicherheit um die in Zusammenhang mit Radiolarit und Ophiolithen auftretende Maiolica (Syn. Calpionellenkalk) handeln. Radiolarit und Maiolica treten isop im ligurischen, emilianischen, toskanischen und südalpinen Faziesbereich auf. Im Ligurikum und Emilianikum bilden sie die ältesten bekannten Sedimente. Ihr Alter wird von zahl-

reichen Autoren übereinstimmend mit T i t h o n -
N e o k o m angegeben.

3.6.4. Ophiolithe

Rings um das Maiolica-Blockfeld treten, teils noch einen Zusammenhang mit diesem zeigend, teils isoliert davon, Ophiolithe von verschiedener Zusammensetzung und unterschiedlichem Zersetzungsgrad auf. Die Reihenfolge ihrer Beschreibung folgt der Numerierung auf der Lageskizze (Abbildung Nr. 24).

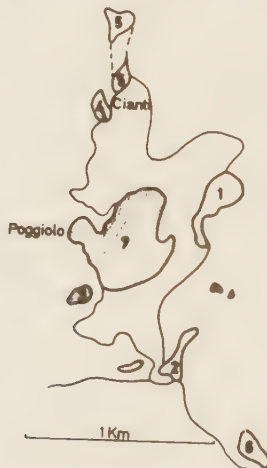


Abb. 24

- 1) Von den beiden am Ostrand des Blockfeldes befindlichen größeren Serpentinivorkommen ist das nördlichere vollständig zu einem ascheähnlichen, dunkelgrünen, grünlich-grauen, schwärzlichen und rotbraunen Grus zerfallen. Zahlreiche Erosionsfurchen durchziehen dieses fast vegetationslose Gebiet.
- 2) Der südöstliche Serpentin ist noch weitergehend zersetzt. Er liegt nur noch als eine graugrüne, weiche, erdige Masse vor, die von zahlreichen zentimeterdicken und mehrere Meter langen Kalzitkluftausfüllungen kreuz

und quer zerschnitten wird.

- 3) Im SW des Maiolica-Komplexes (300 m NNE von C. Vecchia) bildet ein weniger stark zersetzter Serpentin eine etwa 25 m hohe, etwas bewaldete Kuppe von etwa 80 m Durchmesser. Ein aufgelassener Steinbruch im Nordwestteil des Hügels zeigt, daß der gesamte Serpentinikörper in sich zerbrochen und zerschert ist. Häufig sind Bewegungsbahnen mit Striemen zu sehen. Auf den Bewegungsbahnen finden sich oft Beläge von Kalk. Beim Anschlagen des Gesteins macht sich die Zerschierung in einem Zerfall längs vorgezeichneter Unstetigkeitsflächen bemerkbar. Das im Anschlag dunkelgrüne, dichte Gestein ist oberflächlich mit braunschwarzen bis rostroten Verwitterungsbelägen überzogen. Gelegentlich können am Kontakt zur TA bis hühnereigroße, mit dem Serpentinikörper fest verbundene Bruchstücke von graugrünem Kalk und von Radiolarit beobachtet werden.

Schliff 104

zeigt: Das neben Chrysotil in der Hauptsache aus Antigorit aufgebaute Gestein enthält einige diffus begrenzte, z.T. noch frische Orthopyroxene. Zahlreiche Fe-Ausscheidungen (Maghemit) begleiten die Serpentinfasern, die durch tektonische Einflüsse etwas zerschert wurden.

Legt man zugrunde, daß der Serpentin aus Olivin unter Bildung von Maghemit entstanden ist, so wäre das Ausgangsgestein ein **H a r z b u r g i t** gewesen.

- 4) Ein weiteres, stellenweise etwas stärker zersetztes, etwa gleichgroßes Vorkommen eines **S e r p e n t i n i t e s** mit **h a r z b u r g i t i s c h e m** Charakter befindet sich bei Cianti, im NW des Blockfeldes.
- 5) Bei La Torre liegt ein brekziöser Gesteinskörper, der als etwa hausgroßer, härterer Block aus seiner gleichartig zusammengesetzten, jedoch stärker zersetzten Umgebung aufragt. Die noch frischen Partien dieses äußerlich graugrünen und rostroten Gesteins erweisen sich

beim Anschlagen als sehr zäh und zeigen eine blaugrüne bis leicht violette Farbe. Zahlreiche bis zentimeterdicke, weißliche und rotbraun gefärbte Karbonatadern durchziehen das Gestein

Schliff 111

zeigt: Die ursprünglich am Aufbau des Gesteins beteiligten Minerale werden durch Karbonat nahezu vollständig verdrängt, jedoch lassen sich einige Kristallindividuen noch als ehemalige Klinopyroxene ansprechen. Kleine Nester von Chlorit weisen mit anomal blauen Interferenzfarben auf die Varietät Pennin hin. Im NE des Schliffes befinden sich kleine Albit-Neubildungen. Das Gestein ist durchsetzt von opaken Erzausscheidungen (Maghemit) und von fleckig verteilten Eisenhydroxyden

Das Gestein, das heute einen *Ophicalzit* i.w.S. darstellt, dürfte aus einem *Serpentin* mit *lherzolithischem Charakter* hervorgegangen sein. Es enthält am Rande bis faustgroße, eckige Brocken von *Maiolica* und *Radiolarit*, die vermutlich beim Transport in den TA mit dem Serpentinikörper verbacken wurden (*Randbredzie*).

- 6) Ein weiteres Vorkommen von *Ophicalzit* i.w.S. befindet sich isoliert vom *Maiolica-Komplex* 400 m östlich von *Pulignano*. Dieses im Anschlag ebenfalls sehr zähe, blaugrüne Gestein wird von zahlreichen Karbonatadern durchzogen und zeigt in

Schliff 102:

Karbonat (grobspätig) und Chlorit verdrängten vollständig die ehemals am Aufbau beteiligten Minerale. Lediglich die netzartig das Gestein durchziehenden Maghemitausscheidungen deuten auf einen ehemals serpentinisierten Basit hin.

- 7) Bei *Cerreto* und *Poggiolo* im W des Blockfeldes befindet sich der mit ca. $0,25 \text{ km}^2$ Ausdehnung größte *Ophiolith* des Arbeitsgebietes. Im östlichen Teil ist dieses Gestein, das eine hellbraune bis gelbliche Farbe zeigt, so tiefgründig verwittert, daß es sich mit der Hand leicht

zerbröckeln läßt. Nur einige schlieren- und bankartig das Gestein durchsetzende, dunkelgrau anwitternde, im frischen Anschlag weißlich-rötliche Partien setzen der Verwitterung stärkeren Widerstand entgegen. Sie zeigen im Schliff einen **s a u s s u r i t i s i e r t e n G a b b r o (H y p e r i t)** :

Schliff 112

Pseudomorphosen eines feinfilzigen Gemenges von Epidot nach Feldspat, häufig mit strahligen Büscheln bis zu mehreren Millimetern Größe von Zoisit. Kataklastisch zerriebene und verbogene, z.T. von Sprüngen aus zersetzte (Epidot, Zoisit) Ortho- und Klint-Pyroxene und Diallage.

Der Westteil des Vorkommens ist äußerlich weniger stark zersetzt. Hier bildet das Gestein einen Hügel, auf dem das Dorf Poggiolo liegt. Ein dort entnommenes Stück ergab im Schliff einen **p r e h n i t i s i e r t e n G a b b r o (Hyperit)**:

Schliff 106

Die Feldspäte wurden vollständig zersetzt in ein feinfilziges Aggregat aus vorwiegend Prehnit, untergeordnet Zoisit und Serizit. Frische bis leicht zersetzte Ortho- und Klinopyroxene, Diallage. Relativ grobe Ausscheidungen von Erz (z.T. Hämatit) auf Zwickeln und in Form von Pseudomorphosen nach ?? . Sekundäres Karbonat auf Sprüngen.

Da die Ophiolithe voneinander isoliert sind, kann über mögliche Abfolgen nichts ausgesagt werden. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß die schon von LOTTI (op.cit. STEINMANN 1927) für zahlreiche Ophiolithvorkommen des Nordapennin erkannte Abfolge Peridotit-Gabbro-Diabas von zahlreichen Bearbeitern immer wieder bestätigt wurde. Möglicherweise lag eine Abfolge Peridotit-Gabbro bei den hier auftretenden Ophiolithvorkommen auch vor.

Zum Alter der Ophiolithe: Die Frage nach dem Alter der Ophiolithe läßt sich aus den Vorkommen des Untersuchungsgebietes heraus nicht eindeutig beantworten. Wegen ihrer Verknüpfung mit Radiolarit und Maiolica werden die Ophiolithe

meist in den oberen Jura gestellt. GOERLER u. REUTTER (1963) beschrieben im ligurischen Raum in Zusammenhang mit Ophiolithbrekzienbildung auch oberkretazische Ophiolithe. REUTTER und SAMES (1962) sehen das Aufdringen der Ophiolithe in der ligurischen und emilianischen Eugeosynklinale im Zusammenhang mit submarinen Störungen, die zugleich eine Aufteilung in die verschiedenen Faziesräume bewirkt haben sollen. Der basische Magmatismus soll im N-Apennin nach M. RICHTER (1962), der aus der Gegend von Pieve S. Stefano (östlich von Florenz) thermische Kontakte zwischen Morello-Alberese (Eozän) und Ophiolithen (Serpentiniten) beschreibt, sogar noch bis in das Tertiär hinein angehalten haben. Von BORTOLOTTI (1962) und ABBATE et al. (1970) werden diese Serpentinittkörper dagegen als in den Morello-Alberese eingelagerte Olistholithe aufgefaßt und die Existenz eines eozänen basischen Magmatismus im N-Apennin verneint.

Alter der Tavaiano-Argille: Die TA sind mit Sicherheit vorwiegend aus Gesteinen des Zeitraums o b e r s t e r J u r a - u n t e r e K r e i d e aufgebaut. Die - allerdings fossilleer gebliebenen - Manganoxyd-umkrusteten Kalke und die olivgrünen Kalke, die besonders für die ligurische und emilianische Buntschieferserie typisch sind (HEYMANN 1968, RENTZ 1971), machen auch noch die Beteiligung etwas jüngerer Gesteine (A l b - C e n o m a n) möglich.

3.6.6. Zur regionalen Stellung der Tavaiano-Argille

Die Kontakte der TA zum Cervarola-Sandstein Typ Futa (CSF) sind nicht aufgeschlossen, aber mit Sicherheit tektonisch, da die TA im Gelände den unter sie abtauchenden verschuppten CSF schräg zu Streichen abschneiden und zudem nur im Hangenden der obersten Schuppe liegen. Ihrer Zusammensetzung nach ähneln sie den Basisargille der Cantiere-Monghidoro-Einheit. Sie werden hier als ein Teil ebendieser Basis-Argille aufgefaßt, die den CSF nur wenige Kilometer nördlich des Gebietes, am Futa-Paß, als Gleitdecke von NW her überschoben.

3.7. Morello-Senario-Gruppe (Kalk-Ton-Einheit' s.l.)

Die südlichen Teile des Arbeitsgebietes sowie die westliche Umgebung des M. Calvi (D 5) werden von einer allochthonen Masse eingenommen, die sich von S her als Gleitdecke auf und z.T. über den Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd schob. Sie besteht aus einem überwiegend tonigen, chaotischen Komplex, in und auf dem lithologisch und altersmäßig unterschiedliche Sedimentschollen lagern.

Wie die vorliegenden Untersuchungen ergaben handelt es sich größtenteils um Äquivalente der im N-Apennin weitverbreiteten 'Kalk-Ton-Einheit' (U-Eozän - Oligozän, REUTTER 1968). Da diese jedoch nur den Zeitraum U-Eozän - Oligozän umfaßt, die hier vorliegende Gleitdecke jedoch vermutlich auch ältere (oberkretazische) Elemente enthält, wird dieser Name nicht übernommen, sondern statt dessen die Bezeichnung 'Morello-Senario-Gruppe' eingeführt, nach den beiden auffälligsten und auch unter diesem Namen bereits mehrfach in der Literatur beschriebenen Gleitschollen, der 'Formazione di M. Morello' und dem 'M. Senario-Sandstein'.

Die Morello-Senario-Gruppe läßt sich im Untersuchungsgebiet unterteilen in:

- 1) Sandsteine von Vaglia (? O-Kreide)
- 2) Wechsellagerung von Tonen, Mergeln, Sandsteinen und Kalken zwischen Cerreto und Caselline (? O-Kreide)
- 3) Formazione di M. Morello (O-Paleozän/U-Eozän)
- 4) Nummulitenbrekzienserie des M. Senario-Sandsteins (M-O-Eozän)
- 5) M. Senario-Sandstein (Oligozän)
- 6) Undifferenzierter Komplex (? O-Kreide - Paleozän/Eozän)

Diese Unterteilung, die zwar die wichtigsten Komplexe (3-6) umfaßt, gibt sicher nicht den vollständigen Inhalt der Morello-Senario-Gruppe wieder, da von der gesamten Gruppe, die allein nördlich und östlich von Florenz mehrere hundert km² bedeckt, nur ein - gemessen an der Gesamtausdehnung - kleinerer und sicherlich unvollständiger Ausschnitt (ca. 50 km²)

erfaßt wurde. Insbesondere die Beteiligung oberkretazischer Serien (z.B. 'Pietraforte') am Aufbau der Gruppe konnte aus dem Untersuchungsgebiet heraus nicht eindeutig entschieden werden (s. Kap.3.7.2.). Dazu bedarf es weiterer Untersuchungen speziell in den südlich anschließenden Gebieten.

3.7.1. Allgemeines zur 'Kalk-Ton-Einheit' (KTE)

Weite Teile des nordwestlichen Apennins werden von einer z.T. chaotischen, allochthonen, ligurischen Einheit bedeckt, die Gesteine des Eozän-Oligozän umfaßt. REUTTER (1968) bezeichnete sie nach ihrem wichtigsten Schichtglied, der 'K a l k - T o n - S e r i e' (Synonyma: 'Kalk-Ton-Horizont' LUDWIG 1929, 'Canetolo-Serie' ZANZUCCHI 1963, MARKWICH 1964, LÖSCHKE 1965) als 'K a l k - T o n - E i n h e i t' (Synonyma: 'unita terziaria delle argille et calcari' ELTER u.a. 1964, 'Canetolo supergroup' ABBATE u. SAGRI 1970) oder auch als 'L i g u r i d e n I'. Die Untersuchungen von ZANZUCCHI 1963, BARBIERI u. ZANZUCCHI 1963, MARKWICH 1964, LÖSCHKE 1965, GÜNTHER 1966 u.a. ergaben, daß die Kalk-Ton-Einheit (kurz KTE) aus folgenden Schichtgliedern zusammengesetzt ist:

- 5) Petriagnacola-Sandstein (O-Eozän-Oligozän?) dickbankiger Grauwackenflysch
- 4) Ponte-Vestana-Serie (O-Eozän), rote Schiefer, Kalke, Sandkalke
- 3) Ponte-Bratica-Sandstein (O-Eozän), dünnbankiger Grauwackenflysch
- 2) Kalk-Ton-Serie (U-M-Eozän), Schiefer, Kalke, Kalksandstein, 'Nummulitenbrekzien'
- 1) Groppo-Vescovo-Kalk (U-M-Eozän), Kalk-Mergel-Flysch

Nach REUTTER (1968) und ABBATE u. SAGRI (1970) stellt die KTE das externste Element der ligurischen Eugeosynklinale dar. Besonderes Kennzeichen der gesamten Einheit ist u.a. das Fehlen von basischen Magmatiten oder deren Brekzien, wie sie in anderen Einheiten des Nordapennin (Liguriden II, III, Emilianiden II-IV, REUTTER 1968) häufig auftreten.

Über die Verbreitung der KTE und ihre Abgrenzung von faziell sehr ähnlichen chaotisierten Einheiten (Olisthostrome, 'Argille Scagliose') ist bisher nur im NW-Apennin genaueres bekannt. Größere Vorkommen allochthoner chaotisierter Massen mit eozänen Kalk-Mergel-Flysch von Typ Groppo Vescovo (s.o.) sowie Sandsteinen, die in Alter und Zusammensetzung dem Petrignacola-Sandstein (s.o.) ähneln, werden - abgesehen vom Untersuchungsgebiet - auch von verschiedenen Gebieten im oberen Arno-Tal und im umbrischen Apennin beschrieben (z.B. LOSACCO 1963, FAZZINI 1964, MICHELI 1967, FREY 1969) und weisen auf eine wesentlich größere Verbreitung der KTE hin.

3.7.2. Sandsteine von Vaglia

Östlich des Ortes Vaglia (B20) befinden sich zwei insgesamt etwa $0,8 \text{ km}^2$ bedeckende Vorkommen von Sandsteinen, die in dieser Arbeit, da eine genauere Zuordnung ungewiß ist, als 'Sandsteine von Vaglia' bezeichnet werden. Ein weiteres kleines Vorkommen dieser Sandsteine liegt etwa 2 km südlich von Vaglia bei Monticelli (C 22).

Alle drei Vorkommen liegen auf dem undifferenzierten Komplex und unter der mit tektonischem Kontakt auflagernden Formazione di M. Morello.

Die Sandsteine sind im allgemeinen schlecht aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse befinden sich an der Straße Vaglia-Bivigliano und bei Pietramensola (C 20).

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich um eine Wechselagerung von überwiegend dünnbankigen, feinkörnigen Sandsteinen von gelbbrauner Verwitterungsfarbe mit gelblichen, siltigen, plattigen oder auch hellgrauen, kalkigen, splitt-rigen M e r g e l n sowie dunkelbraunen bis schwärzlichen siltigen T o n e n . Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke liegt im allgemeinen zwischen 10 cm und 40 cm (max. 1 m), die der Interstraten zwischen wenigen cm und etwa 50 cm.

Die Sandsteine sind glimmerreich, deutlich laminiert (häufig 'convolute lamination') und lassen sich - besonders im obersten Bankteil - leicht schichtparallel aufspalten. Im frischen Bruch sind sie dunkelgrau. Zahlreiche Unterflächenmarken wie 'flute casts', sehr feine 'prod casts' und 'slide casts' weisen die Sandsteine als turbiditisch sedimentiert aus.

Sehr untergeordnet enthält die Schichtfolge auch außen gelblich anwitternde, im Anschlag dunkelgraue, laminierte Kalk.

Bei C. Poggiolo (C 20) wurde eine etwa 85 cm mächtige konglomeratische Bank mit gerundeten Komponenten bis 3 mm Durchmesser angetroffen.

Mikroskopischer Befund: Petrografisch handelt es sich bei den feinkörnigen Sandsteinen (Schliffe 369, 370) um kalkreiche feldspätige Grauwacken:

Der aus der konglomeratischen Bank entnommene

Schliff 315

zeigt:

Mineralbestand: Gut gerundete, undulös auslöschende Quarze, einige Individuen mit angenähert idiomorpher 'Dihexaeder'-Form (? aus Porphyren), Plagioklas (kalzitisiert), Albit, Muskovit in groben Schuppen, Granat.

Lithische Bestandteile: Chloritschiefer, Biotit-führende Serizitschiefer, Quarzporphyre mit großen, gerundeten Einkristallen, grobe Aggregate aus verwachsenen, xenomorphen Quarzen, mikritische Kalke.

Matrix: Serizit und Karbonat (z.T. grobspätig).

Die Zusammensetzung entspricht einer lithischen Grauwacke.

Alter: Die Sandsteindünnschliffe erwiesen sich als fossil leer. Auch die Schlammproben enthielten bis auf stratigrafisch wertlose Sandschaler keine Fossilien. Nur ein aus den Kalken angefertigter Schliff (311) erbrachte eine kleinwüchsige Fauna mit

Heterohelix sp.,
Hedbergella sp.,

die sich, da charakteristischere Formen fehlen, bestenfalls allgemein in die O - K r e i d e einstufen läßt.

Mächtigkeit: Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Sandsteine von Vaglia liegt bei max. ca. 80 m.

3.7.2.1. Zur regionalen Stellung der Sandsteine von Vaglia

Auf der geologischen Karte 1:100 000, Blatt 106 Florenz (2. Ausg. 1967) sind die Sandsteine von Vaglia als 'P i e t r a f o r t e' eingetragen.

Als Pietraforte wird in der Literatur eine ligurische ober-kretazische (O-Turon - Maastricht, BORTOLOTTI 1962) Flyschfolge bezeichnet, die bis zu 850 m mächtig wird (BORTOLOTTI 1962) und die besonders in der südlichen Toskana größere Areale einnimmt (LOSACCO 1958). Sie besteht aus dünnbankigen, turbiditisch sedimentierten, kalkreichen Grauwacken, die mit dunklen siltigen Tonen wechsellagern. Bisweilen sind als 'Cicercina' bezeichnete konglomeratistische Sandsteine eingelagert, die eine Zusammensetzung wie der aus den Sandsteinen von Vaglia beschriebene konglomeratistische Sandstein aufweisen. Nach REUTTER 1968 ist die Pietraforte dem Ostia-Sandstein der Liguriden und Emilianiden vergleichbar. Nach BORTOLOTTI (1960, 1962) wird die Pietraforte stratigrafisch von einer von ihm als 'F o r m a z i o n e d i S i l l a n o' (O-Kreide-U-Eozän) bezeichneten Serie unterlagert, überlagert und lateral ersetzt. Diese Formazione di Sillano besteht vorwiegend aus dunkelgrauen, seltener bunten Tonen, in die in unregelmäßigem Abstand dünnbankige feinkörnige Sandsteine und verschiedenfarbige Kalke eingeschaltet sind. Nach BORTOLOTTI (1960, 1962), der zahlreiche Aufschlüsse der Toskana beschreibt, vollzieht sich über die höheren Teile der Formazione di Sillano der stratigrafische Übergang aus der Pietraforte in die Formazione di M. Morello. TORRE (1954, op.cit BORTOLOTTI 1965) und SESTINI (1959) beschrieben den stratigrafischen Übergang Pietraforte - Morello-Alberese über Schichten ('scisti di transizione'), die der F. di Sillano entsprechen, auch aus

dem Westteil des M. Morello-Gebietes.

VALDUGA (1958) betrachtete die Sandsteine von Vaglia als zu den von TORRE und SESTINI beschriebenen Übergangsschichten gehörig, hielt jedoch den Kontakt zwischen F. di Morello und den Sandsteinen von Vaglia für tektonisch. Auch MALESANI (1966) nahm aufgrund mikroskopischer und röntgendiffraktometrischer Untersuchungen von Pietraforte und F. di Sillano an, daß die Sandsteine von Vaglia nicht zur eigentlichen Pietraforte gehören, sondern den Übergangsschichten zur F. di M. Morello entsprechen.

Aus der Sicht des Untersuchungsgebietes heraus konnte die Zuordnung der Sandsteine von Vaglia zur Pietraforte oder zur F. di Sillano nicht entschieden werden. Die fazielle Ähnlichkeit der Sandsteinfoolge, das vermutlich oberkretazische Alter sowie das Auftreten eines der 'Cicercina' ähnelnden konglomeratischen Sandsteines, lassen jedoch die Zugehörigkeit der Sandsteine von Vaglia zur Pietraforte möglich scheinen.

3.7.3. Wechsellagerung von Tonen, Sandsteinen, Mergeln und Kalken zwischen Cerreto und Caselline

Die südliche Talflanke des Resecchioni-Baches wird zwischen Cerreto (D 23) und Caselline (E 23) von einer Schichtfolge aufgebaut, die mit SW-Fallen in die chaotisierte Umgebung aufgebaut, die mit SW-Fallen in die chaotisierte Umgebung ohne scharfe Grenze eingelagert ist. Sie ist sehr schlecht aufgeschlossen und eigentlich mehr morphologisch bemerkbar - als eine schwach angedeutete Rippe mit etwas steileren Böschungen als die chaotisierte Umgebung. Wie aus den wenigen Aufschlüssen (vor allem im W und an der Straße Caselline-Viliani) hervorgeht, scheint der Schichtverband aber noch halbwegs erhalten zu sein. Die Abgrenzung zum undifferenzierten Komplex ist, da scharfe Grenzen fehlen, nur sehr subjektiv möglich.

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich - soweit sicht-

bar - um eine Wechsellagerung von siltigen Tonen, untergeordnet auch kalkigen Mergeln, mit feinkörnigen Sandsteinen und mergeligen Kalken.

Die T o n e sind feinschuppig und von dunkelbrauner bis schwärzlicher, bei Caselline auch rötlicher Farbe, die M e r g e l splittrig, hart und hellgrau. Die Mächtigkeit der einzelnen Ton- und Mergelschichten schwankt zwischen 10 cm und 50 cm.

Die eingelagerten S a n d s t e i n e sind feinkörnig, zeigen aber auch makroskopisch noch erkennbar eine Gradierung und gelegentlich Strömungsmarken an der Bankunterseite, sind also turbiditisch sedimentiert. Äußerlich verwittern die im Anschlag dunkelgrauen bis blaugrauen Sandsteine dunkelgrau bis kastanienbraun. Das kalkige Bindemittel ist oberflächlich oft herausgewittert, so daß die Sandsteine von einer braunen, lockeren, porösen Rinde umgeben sind. Das typische Kennzeichen ist aber eine stets vorhandene, durch einen Wechsel von quarzreicheren und -ärmeren Lagen angedeutete Lamination (sehr häufig 'convolute lamination'), die bei der Verwitterung zur rippenartigen Herauspräparierung der quarzreicheren Laminæ führt. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke liegt zwischen 10 cm und 60 cm.

Gelegentlich treten auch dünnbankige (10-30 cm dicke) K a l k e von im Anschlag dunkelgrauer, äußerlich gelblich-weißlicher Farbe auf. Auch diese Kalke zeigen eine feine Lamination und bisweilen auch eine sandige Basis.

Mikroskopischer Befund: Bei den Sandsteinen (Schliffe 310, 311, 313) handelt es sich um kalkreiche, feinkörnige f e l d s p ä t i g e G r a u w a c k e n mit viel eckigem Quarz, etwas frischem Plagioklas und viel mikritisch-feinfilziger Matrix (ca. 40 %).

Die Kalke (Schliffe 309, 312) sind als M i k r i t e bis I n t r a b i o m i k r i t e anzusprechen mit eingestreuten kleinen Quarzbröckchen und lagenweise angeordneten

Foraminiferen und Tonsubstanz.

Alter: Die Schlammproben erwiesen sich als fossilleer. Die Schiffe erbrachten eine kleinwüchsige Fauna (Bestimmung Prof. H. HAGN, München), die sich mit

Hedbergella sp.
Globigerinelloides sp.
Pithonella sp.

nur allgemein in die O - K r e i d e einstufen läßt. Die lagenweise Anordnung der Foraminiferen deutet jedoch auf Umlagerung hin, so daß diese Einstufung möglicherweise zu alt ist.

Mächtigkeit: Die spärlichen Aufschlüsse lassen eine genaue Mächtigkeitsangabe nicht zu. Sie wiesen zudem darauf hin, daß die Schichtfolge verfaltet ist. Die Mächtigkeit dürfte 60 m nicht übersteigen.

3.7.3.1. Zur regionalen Stellung

VALDUGA (1958) rechnete den Teil der Schichtfolge bei Caselline zu den Sandsteinen von Vaglia, den übrigen Teil zum 'alloctono indifferenziato'. Auf der geologischen Karte 1:100 000, Blatt 106 Florenz (2. Ausg., 1967) wird die Schichtfolge - mit wesentlich weiter gezogenen Grenzen - zusammen mit verschiedenen kleineren Vorkommen außerhalb des Arbeitsgebiets als 'F o r m a z i o n e d i J a v e l l o' bezeichnet und aufgrund von Inoceramenfunden bei Vetta le Croci (ca. 1,5 km südlich des Arbeitsgebietes) in die O-Kreide gestellt. MERLA u.a. (1967) betonen die Ähnlichkeit der F. di Javello mit der F. di Sillano (s. Kap.3.7.5.). Der - wenn auch etwas magere paläontologische Befund der vorliegenden Serie widerspricht einer derartigen Einstufung nicht. Jedoch haben die Sandsteine bei Vetta le Croci ein anderes Aussehen als die zwischen Cerreto und Caselline, sie sind dünnbankiger, glimmerreicher, verwittern gelblich und ähneln den Sandsteinen von Vaglia. Dagegen ähneln die Kalke und Sandsteine zwischen Cerreto und Caselline sehr

denen der nachstehend beschriebenen 'Nummulitenbrekzienserie des M. Senario-Sandsteins'. Die Übereinstimmung ist so stark, daß eine Identität beider Serien nicht ausgeschlossen ist. Es wurde daher bei der Benennung, um mögliche Fehleinstufungen zu vermeiden, einer neutralen Bezeichnung der Vorzug gegeben.

3.7.4. Formazione di M. Morello (Morello-Alberese)

Eine der charakteristischsten Serien der Morello-Senario-Gruppe ist ein Kalk-Mergel-Flysch, ein sog. 'Alberese'. Dieser bildet im Untersuchungsgebiet große Gleitschollen, die durchweg auf der zumeist chaotischen Unterlage 'schwimmen' und die sich morphologisch deutlich über die Umgebung erheben, oft mit steilen Hängen, an denen die Schichtfolge gut aufgeschlossen ist.

Seit dem 19. Jahrhundert werden mit dem Namen 'Alberese' die im Nordapennin weit verbreiteten Wechselfolgen von Kalken und Mergeln bezeichnet. Im Laufe der Zeit erwies sich jedoch, daß unter dieser Bezeichnung altersmäßig (O-Kreide - Eozän) und lithologisch sehr verschiedenartige Vorkommen, die zu verschiedenen stratigrafischen und tektonischen Einheiten gehören, zusammengefaßt wurden. Ihr kommt deshalb keine stratigrafische und nur bedingt eine lithologische Bedeutung zu. Die Vorkommen werden heute mit eigenen Namen einzelnen stratigrafischen und tektonischen Einheiten zugewiesen, weil oft die Korrelation zwischen faziell und altersmäßig recht ähnlichen, jedoch weit verstreuten Vorkommen noch ungewiß ist. Für den im Arbeitsgebiet vorliegenden Alberese, den PRINCIPI (1926) auch mit dem in der Literatur häufig als Synonym für Tertiär-Alberese verwendeten Namen 'calcarei ad Helmintoida' bezeichnete, führte BORTOLOTTI (1964) die Bezeichnung 'Formazione di M. Morello' ein. Er faßte unter dieser Bezeichnung zahlreiche faziell ähnliche, altersmäßig gleiche (O-Paleozän - M-Eozän) Vorkommen in Toskana, Emilia, Romagna und Umbrien zusammen.

An Arbeiten, die sich speziell mit der F.di M.Morello beschäftigen, seien die Folgenden erwähnt: SESTINI(1959, 1970), BORFOLOTTI(1962, 1964), CURCIO u. SESTINI(1965), PAREA(1963, 1965).

Die F.di M.Morello bedeckt in der Umgebung von Florenz große Areale. Sie bildet u.a. im NW der Stadt eine ca. 100 km² große, mächtige, zusammenhängende Gleitscholle, die die Bergketten der Typokalität M.Morello und die Monti della Calvana aufbaut. Die südwestliche Grenze des Untersuchungsgebietes verläuft im NE-Rand dieser Scholle. Eine kleinere Scholle ist im SE des Gebietes anzutreffen. Eine weitere, etwa 4,5 km² bedeckende Scholle baut den M.Calvi (D5) auf. Letztere ist zusammen mit der chaotischen Unterlage über den Cervarola-Sandstein Typ Mugello Süd und über die Tavaiano-Argille geglitten und überschob randlich den Cervarola-Sandstein Typ Futa.

Lithologische Beschreibung: Die F.di M.Morello, im folgenden Morello-Alberese genannt, besteht aus einer Wechsellagerung verschiedener, vorwiegend kalkiger Gesteine mit Mergeln, und zwar:

- 1) Reine, porzellanartige Kalke, und mergelige Kalke, im Anschlag gelblich bis hellgrau, muschelrig brechend und gelblich-crémefarben bis weißlich verwitternd. Die Bankmächtigkeit liegt zwischen wenigen Zentimetern und ca. 3 m. Die Kalke zeigen oft die äußerst feine Lamination, die in den oberen Bankteilen oft als "current ripple lamination" verbunden mit kleindimensionaler Schrägschichtung ausgebildet ist. Häufig sind die Laminae auch wirr verfaltet

. Bisweilen ist die Basis der Kalke als kalkreicher Sandstein oder auch als Kalkarenit ausgebildet. Die Gradierung und selten sichtbare flute casts beweisen die turbiditische Sedimentation dieser Kalke (sog. "allopäpische Kalke" nach MEISCHNER 1964). Gelegentlich sind die Kalke sekundär verkieselt, wobei das SiO₂ meist diffus verteilt ist, oft aber auch in Form von hellgrauen bis gelblichen, zentimeterdicken Hornsteinlinsen sichtbar wird. Am M.Calvi wurde eine ca. 2 m dicke Kalkbank mit sandiger, laminierter Basis beobachtet, bei der stets die Mulden der convoluten Laminae mit Hornsteinlinsen ausgefüllt waren. Nach PAREA(1963) können die Hornsteinknollen bei den reinen Kalken des Morello-Albereses in jedem Niveau der Bank auftreten, bei gradierten Bänken dagegen nur im unteren Teil der Bank. Die Verdrängung des Kalkes durch SiO₂ erfolgte nach PAREA(1963) umso vollständiger, je reiner der Kalk war und geschah im Frühstadium der Diagenese.



. 25 Morello-Alberese,
Steinbruch Paterno



Abb. 26 Sehr feine Lamination,
z.T. convolut, in einem
Anschliff aus dem Morello-
Alberese



Abb. 27 Morello-Alberese (M. Calvi)

- 2) Helle, kalkreiche Mergel. Ins Hangende gehen die Kalkbänke ohne scharfen Kontakt in kalkreiche, entweder feinblättrige, weiche, hellgelbliche Mergel oder in harte, weißlichgraue, splittrig brechende Mergel über. Die harten splittrigen Mergel können Lagen bis zu 15 m bilden. Im allgemeinen sind die Mergellagen jedoch geringmächtiger als die Kalkbänke.

Die bisher genannten Gesteine sind zu etwa 80 % am Aufbau des Morello-Albereses beteiligt. Die nachstehend aufgeführten Gesteine treten nur selten auf.

- 3) Kalkreiche Sandsteine, äußerlich braun bis grau, im Anschlag bläulichgrau, feinkörnig, z.T. mit makroskopisch noch erkennbarer Gradierung, sowie gelegentlichen "flute casts"¹⁾ an der Bankunterseite. Die Mächtigkeit der Bänke liegt etwa zwischen 5 und 50 cm.
- 4) Kalkarenite, feinkörnig, gradiert, mit Strömungsmarken an der Basis¹⁾ und Mächtigkeit bis 40 cm
- 5) Dunkelgraue feinspätige Kalke, die eine feine Streifung und im Anschlag eine glitzernde, zuckerkörnige spätige Oberfläche zeigen. Bis 30 cm mächtige Bänke.
- 6) Gelegentlich werden die Zwischenschichten auch von dunkelbraunen, feinblättrigen Tonen gebildet, deren Mächtigkeit 20 cm nicht überschreitet.

Petrografischer Befund:

Die Kalke erwiesen sich als unterschiedlich stark foraminiferenhaltige Mikrite:
Schliff 897 zeigt:

Intraklasten: Zahlreiche, dicht gepackte Foraminiferengehäuse, einige eckige Bröckchen Quarz und lagenweise eingeschwemmte Tonmineralien.

Matrix: Die ursprüngliche karbonatische Matrix ist nahezu vollständig durch Kieselsäure verdrängt. Die Verdrängung erfaßte jedoch nicht die Foraminiferengehäuse.

Fossilinhalt: zahlreiche, nicht näher bestimmbare Globigerinen, sowie Globorotalien vom Typ Globorotalia crassata CUSHMAN und Globorotalia (Truncorotalia) angulata (WHITE)

Das Gestein läßt sich demnach als verkieselter Foraminiferen-Biomikrit ("packed biomicrite") ansprechen.

1) Anm.: PAREA (1965) ermittelte aus den Unterflächenmarken der Kalkarenite und Sandsteine des Morello-Albereses Strömungsrichtungen aus NW. Nach Untersuchungen von CURCIO u. SESTINI (1965) sind die Längsachsen der Körner in den Sandsteinen ebenfalls in NW-SE-Richtung eingeregelt.

Der aus dem unteren Bankteil eines Kalkarenites stammende

Schliff 357 zeigt:

In einer mikritischen Grundmasse liegen dichtgepackt zahlreiche, meist zerbrochene Foraminiferengehäuse und zwar von *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Globorotalia* (*Acarinina*) sp., *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Heterohelix* sp., *Globotruncana* sp., *Globotruncana* cf. *lapparenti* BROTZEN, Bruchstücke von *Lamellibranchiaten* und von Kalkalgen sowie Bröcken von mikritischen Kalken und, untergeordnet, Quarz. Auffällig ist das Zusammenvorkommen von tertiären mit umgelagerten kretazischen (*Globotruncana*, *Heterohelix*) Formen.

Das Gestein läßt sich als **B i o k a l k a r e n i t** ansprechen. Die Sandsteine entsprachen in ihrer Zusammensetzung **S u b g r a u w a c k e n** :

Schliff 92:

Mineralbestand: Überwiegend Quarz, eckig, meist undulös auslöschend, etwas Plagioklas, meist serizitisiert oder durch Karbonat verdrängt (bei einem Korn ließ sich der Feldspat mit Hilfe der Messung der Auslöschungsschiefe nach RITTMANN als Oligoklas bestimmen), etwas lagig eingeregelter farbloser Glimmer, etwas Erz.

Gesteinsreste: Mittel- bis feinkörnige, gerundete Quarzsandsteine mit Pflastergefüge, mikritische Kalke, feinkörnige Grauwacken.

Organische Reste: *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Discocyclus* sp., *Alveolina* sp., Echinodermenbruchstücke, *Lithothamnium* sp.

Matrix: Mikritisches bis spatiges Karbonat

Fossilien und Alter: Die aus den Dünnschliffen (97, 149, 156, 253) bestimmten Foraminiferen *Globorotalia* (*Acarinina*) sp., *Globorotalia* cf. *crassata* CUSHMAN, *Globorotalia* (*Truncorotalia*) c.f. *angulata* (WHITE), *Nummulites* sp., weisen auf **O - P a l e o z ä n** bis **M - E o z ä n** hin. Die weiter darin enthaltenen Gattungen *Globotruncana*, *Globigerinella*, *Heterohelix*, *Orbitoides* müssen allesamt umgelagert sein.

Auch die Schlammproben (149, 156, 253) lieferten mit
(Best. Prof. Hagn. München)

Robulus sp.
Dentalina sp.
Globigerina daubjergensis BRONNIMANN
- triloculinoides PLUMMER
Globorotalia bullbroocki BOLLI
- pseudomenardii BOLLI
- (Truncorotalia) ex gr. velascoensis
- (Truncorotalia) ex gr. aequa
- (Acarinina) primitiva (FINLAY)
Globorotaloides suteri BOLLI

Faunen, die sich in das O - P a l e o z ä n bis
M - E o z ä n einstufen lassen, wobei auch hier die in den
Proben 149, 156 zusammen mit jüngeren Formen vorkommende
ältere Globigerina daubjergensis als umgelagert gelten muß.

Mächtigkeit: Von dem den M.Morello bildenden Vorkommen
wurde im Untersuchungsgebiet nur ein Ausschnitt erfaßt.
Die Mächtigkeit des gesamten Morello-Albereses beträgt
nach BORTOLOTTI zwischen 720 m (M.Morello) und ca. 800 m
(Mti.della Calvana). Die übrigen Vorkommen des Gebietes
stellen nur geringer-mächtigere, von der Hauptmasse abge-
trennte Teile dar. Die Mächtigkeit des Schichtpaketes bei
La Calvanella (im SE des Gebietes) liegt bei 250 m, die
des M.Calvi bei 350 m .

3.7.4.1. Zur regionalen Stellung:

Der Morello-Alberese ähnelt in Lithologie und Alter sehr
stark den Kalken des Groppo Vescovo der Kalk-Ton-Einheit.
Dies wird u.a. von REUTTER (1968) und ABBATE u. SAGRI
(1970) betont. Von BORTOLOTTI (1964, 1970) wurden neben
größeren Alberese-Vorkommen in der südlichen Toskana
(Castellina in Chianti) auch solche in der Garfagnana
im Casentino, sowie zwischen Pieve S. Stefano (am oberen
Arno) und S. Marino zur "Formazione di M.Morello" gezählt.
Das Vorkommen bei Pieve S. Stefano ist dabei besonders
interessant, da an seiner Basis Ophiolithbrekzien und Ser-
pentinite auftreten (BORTOLOTTI 1962, 1970, RICHTER 1962,
FREY 1969), d.h. Gesteine, die in der eigentlichen Kalk-
Ton-Einheit des NW-Apennins nicht vorkommen.

3.7.5. "Nummulitenbrekzienserie" des M.Senario-Sandsteins (NBS)

Den M.Senario begleitet im S eine Serie, die auf der Geologischen Karte 1 : 1000 000 (Blatt Florenz) als "Calcari e brecciole di M.Senario (bnS) bezeichnet wird. Sie bildet, wie außerhalb des Arbeitsgebietes am M.Giovi sichtbar und von dort von VALDUGA (1958) und von MERLA u. BORTOLOTTI (1967) mit anderen Bezeichnungen beschrieben, die stratigrafische Basis des M.Senario-Sandsteines. Der Name Nummulitenbrekzienserie (NBS) wird hier übernommen, wenn auch die "Nummulitenbrekzien" nur einen kleinen Teil der Serie ausmachen.

Die NBS ist generell schlecht aufgeschlossen. Sie bildet dort, wo ihr Schichtzusammenhang noch erhalten ist, zwei Schollen. Die westliche lagert mit wechselndem Einfallen auf dem Undifferenzierten Komplex (Kap.3.7.7.). Dagegen ist die östliche Scholle schlecht abgrenzbar in diesen Komplex eingebettet und scheint - soweit die nicht sehr zahlreichen Aufschlüsse diese Beurteilung zulassen - durchgängig überkippt nach SW einzufallen. Eine genaue Abgrenzung der NBS vom Undifferenzierten Komplex ist nicht möglich, da zwischen dem mehr oder weniger noch geschichteten, hier auskartierten Teil und dem chaotischen Undifferenzierten Komplex, der z.T. nichts anderes als aufgelöste NBS darstellt, alle Übergänge bestehen.

Lithologische Beschreibung: In der NBS wechsellagern in unregelmäßiger Folge miteinander:

- a) Braune, graue, z.T. schwärzliche blättrige Tone und hellbraune weiche tonige oder auch gelbliche, plattig verwitternde, harte kalkreiche Mergel mit Mächtigkeiten bis zu 3 m meist jedoch nicht über 1 m .
- b) Gradierte, laminierte Kalksandsteine, frisch sehr hart, scharfkantig brechend, innen blaugrau, äußerlich meist von einer charakteristischen lockeren, kastanienbraunen Verwitterungsrinde umgeben, auf der die Laminae von den Athmosphäriolen als millimeterdicke Rippen herauspräpariert wurden. Bankmächtigkeiten zwischen ca. 30 und 100 cm. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als sehr kalkreiche l i t h i s c h e G r a u w a c k e n :

Schliff 274:

Mineralbestand: ca. 40 % eckiger Quarz, wenig Plagioklas (serizitisiert)

Lithische Bestandteile: Mikrite, Siltite, Chert

Organische Reste: Lithithamnium sp., Reste von Lamellibranchiaten, Miliolida sp.

Matrix: ca. 50 %, mikritisch

- c) Sehr heterogen zusammengesetzte Kalkarenite, die im oberen Teil der bis 80 cm mächtigen Bänke oft in mikritische Kalke übergehen. Die gröbere, z.T. etwas sandige Basis ist häufig verkieselt. Sie sind sehr hart und verwittern äußerlich hellbraun bis hellgelb. Der aus der Basis einer derartigen Bank stammende

Schliff 204

enthält in einer mikritischen Grundmasse bis 1 mm große, eckige bis leicht kantengerundete Bröckchen mikritischer Kalke (z.T. umlagerter Malm mit Calpionella alpina LORENZ) und einige abgerundete Quarze sowie, untergeordnet, meist zerbrochene Foraminiferengehäuse von u.a. (Bestimmung Prof. Hagn, München) Globigerina sp., Astigerina rotula KAUFFMANN, Nummulites sp., Discocyclina sp., Sphaerogypsina globulus (REUSS), Alveolina sp., sowie Reste von Echinodermen.

- d) Fast reine Fossilschuttbrekzien (selten), dunkelbraun bis dunkelgrau anwitternd mit zahlreichen, besonders an der Basis angereicherten Großforaminiferen. Die aus der Basis zweier Bänke stammenden

Schliffe 262, 307

(Bestimmung Prof. HAGN, München) enthalten in einer mikritischen Grundmasse dicht gepackte Foraminiferengehäuse von u.a. Cibicides sp., Robulus sp., Pararotalia sp., Miliolida sp., Globigerina sp., Globorotalia (Acarinina) sp., Nummulites sp. (zahlreich), Discocyclina sp., Pycnoporidium sowie von Siderolites, Corallenaceen der Art Cuvillierina, Hippuritenschutt, Inoceramenreste, Echinodermenreste, Pseudolithothamnium album (PFÄNDER).

Diese von einigen Autoren als Nummulitenbrekzien bezeichneten Gesteine lassen sich besser als Nummuliten-führende **B i o k a l k a r e n i t e** ansprechen.



Abb. 28

Laminierte Sandkalkbank
aus der NBS mit Horn-
steinknolle (unter Kugel-
schreiber)

Abb. 29

'Nummulitenbrekzie'
überkipptes Einzelstück
bei La Bottega (F 22)





Abb. 30 Dicke Turbiditbank aus
Senario-Sandstein (Straße
z.M. Senario-Konvent)
Feinkonglomeratistische Linse,
eingelagerte Mergelfetzen

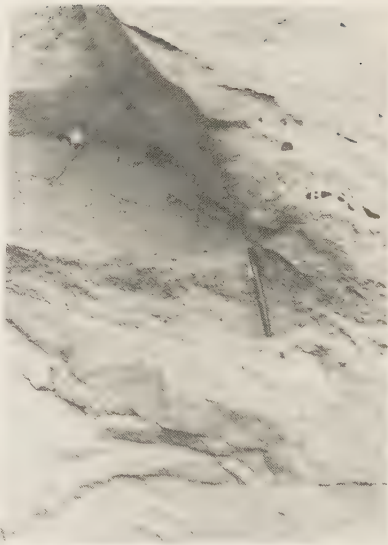


Abb. 31 Details von Abb. 31

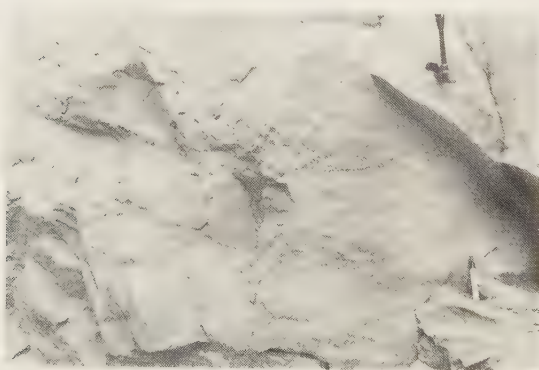


Abb. 32 Details von Abb. 31

Schliff 275

(Villa Altomonte)¹⁾ zeigt: Das Gestein ist zu ca. 90 % aus bis 3 mm großen Hippuritenbruchstücken aufgebaut. Hinzu kommen zahlreiche, nicht näher bestimmbare zerbrochene Globotruncanen sowie einige Discocyclinen. Alle Komponenten liegen in einer mikritischen, teilweise verkieselten Grundmasse.

Das Gestein läßt sich als **B i o k a l k r u d i t** einordnen.

- e) Mergelige Kalke, außen hellgelb, innen hellgrau, plattig, glatt brechend, Bankdicke 25-50 cm.
- f) Porzellanartige Kalke, außen weißlich, innen gelblich, z.T. verkieselt. Bankdicke 30 - 50 cm, muscheliger Bruch.
- g) Sehr fein laminierte Kalke, mikritisch, außen gelblich bis weißlich, innen hellgrau, glatter Bruch, Bankdicke 10 - 30 cm.
- h) Sehr feine, glimmerreiche Sandsteine (Siltite), laminiert, hart, außen dunkelbraun, im Anschlag blaugrün, Bankdicke ca. 10 - 30 cm.

Die Gesteine c - d lassen an der Bankunterseite "flute casts" und im oberen Drittel der Bänke eine für diese Gesteine geradezu charakteristische, stets vorhandene "current ripple lamination", die sich zu "convolute lamination" steigern kann erkennen, sind also turbiditisch sedimentiert.

Fossilien und Alter: Die Schlammproben enthielten keine für eine Altersbestimmung geeigneten Faunen. Aufgrund der in den Dünnschliffen enthaltenen Formen (s.o.) läßt sich die NBS jedoch - etwas unbestimmt, da leitende Formen fehlten - in den Zeitraum **U - M - E o z ä n** einstufen. Interessant ist das Nebeneinandervorkommen von kretazischen neben tertiären Formen sowie auch in den Kalken der Typen f - h das isolierte Auftreten von O-Kreide-Faunen, (Hedbergella sp., Ticinella sp., Heterohelix sp., Globotruncana sp.), was auf erhebliche Umlagerungen der Faunen hindeutet. Aus diesem Grunde könnte die Einstufung in das **U - M - Eozän** möglicherweise zu alt sein und auch noch O-Eozän in Frage kommen, zumal in dem sich aus dieser Serie entwickelnden Senario-Sandstein einwandfrei Oligozän nachgewiesen wurde.

1) Bestimmung Prof. HAGN, München

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des auskartierten Teils der NBS läßt sich nur grob abschätzen. Sie dürfte bei max. 150 m liegen.

Zur regionalen Stellung: Die Übereinstimmung der vorliegenden Serie in Lithologie, Alter und stratigrafischer Stellung (zum Senario-Sandstein) mit der ligurischen Kalk-Ton-Serie ist so groß, daß man sicher nicht fehlgeht in der Annahme, daß die NBS einen Teil derselben darstellt.

3.7.6. Senario-Sandstein

Der Senario-Sandstein baut eine NW-SE streichende, gut 15 km lange Bergkette auf, deren nordwestlicher Teil - der den Namen gebende M.Senario - im Untersuchungsgebiet liegt. Dieses Vorkommen verläuft parallel zur Grenze der Aufschiebung der Morello-Senario-Gruppe auf den Cervarola-Sandstein Ty Mugello-Süd. Der Senario-Sandstein liegt auf der chaotischen Unterlage des Undifferenzierten Komplexes und bildet einen deutlich sich über die Umgebung erhebenden bewaldeten Berg Rücken mit recht steilen zerschlitzten Nordhängen. Die Schichtfolge ist generell schlecht aufgeschlossen. Nur das tief eingeschnittene quer zum Schichtstreichen verlaufende Tal des Fso.Polcanto im E des M.Senario ermöglicht längs der Straße Florenz-Faenza eine gute Einsicht in den Aufbau der Schichtfolge. Die NW-Seite des Vorkommens ist dagegen offenbar vollständig zu einem Blockfeld aufgelöst, das sich morphologisch nicht oder nur noch wenig über die Umgebung erhebt und keinen Schichtverband mehr erkennen läßt.

Der Senario-Sandstein ist als eigenständiger, vom Macigno unterschiedener Komplex seit den Arbeiten von MARTELLI (1922) und RODOLICO (1941) bekannt. Diese Autoren untersuchten ihn aber nur in petrografischer Hinsicht, ohne die Vorkommen genau zu kartieren. Eine erste genaue geologische Kartierung des Senario-Sandsteines wurde von VALDUGA (1958) veröffentlicht. Er unterteilte die von ihm "Serie di M.Senario e M.Giovi" genannte Serie in 4 übereinanderliegende lithostratigrafische Einheiten, von denen im Untersuchungsgebiet nur die beiden mittleren, die bereits beschriebene Nummulitenbrekzienserie und der Senario-Sandstein selbst, vorhanden sind.

Die tiefste Einheit bilden, außerhalb des Gebietes am M.Giovi (VALDUGA 1958) sowie bei Mosciano südwestlich von Florenz (AZZAROLI 1958), bunte Tone mit eingeschalteten "Nummulitenbrekzien", wie sie auch aus dem Liegenden des Petrignacola-Sandsteins (LÖSCHKE 1965) und des Aveto-Sandsteins (KUBE 1965) beschrieben werden.

Lithologische Beschreibung: Es handelt sich um eine Wechselagerung von z.T. außerordentlich dickbankigen Grauwacken mit siltigen dunkelbraunen bis schwarzen Tonen und gelblichen sandigen Mergeln. Die Mächtigkeit der Sandsteine übertrifft die der Zwischenschichten (wenige Zentimeter bis ca. 50 cm) bei weitem. Sie liegt meist zwischen 1 m und 2 m, kann aber auch höhere Werte (in einem Fall ca. 11 m) erreichen (s. Rhythmogramm).

Rhythmogramm aus dem Senario - Sandstein

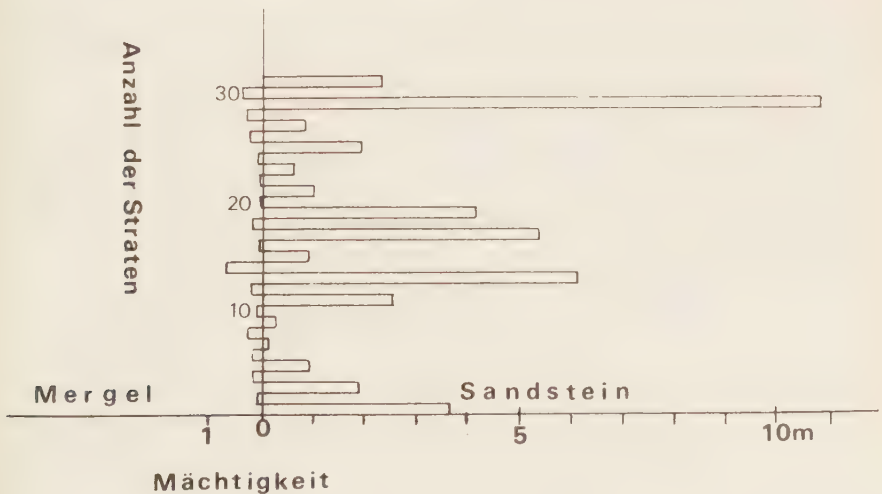


Abb. 33

Die Gradierung der turbiditisch sedimentierten Sandsteine ist unterschiedlich deutlich ausgebildet, sie ist bei den mittleren Bänken (1 - 2 m) deutlicher als bei den mächtigen Bänken. In den dicken Bänken läßt sich gelegentlich eine mehrfache Gradierung beobachten. In letzteren sind auch häufig bis zu einem halben Meter lange und bis zu 20 cm dicke Ton- oder Mergelfetzen, die im Material identisch mit dem der Zwischenschichten sind, parallel zur Schichtung eingeschlossen. Gelegentlich enthalten die dicken Bänke wolkig - linsig verteilte, feinkonglomeratistische Horizonte mit gut gerundeten Komponenten von 2 - 5 mm Durchmesser. Diese in der Dicke rasch wechselnden, maximal 50 cm mächtigen Linsentreten im mittleren oder höheren Teil der Bänke auf und sind gegen die feinkörnigere Umgebung ziemlich scharf abgesetzt. Im Anschlag zeigen die dunkelbraun anwitternden Sandsteine eine charakteristische blaugrüne Farbe. Bruchstücke verwittern im Gegensatz zur Mehrzahl der übrigen im Gebiet aufgeschlossenen Sandsteine mit rundlichen Kanten.

An der Unterseite der Bänke befindliche "flute casts" und "groove casts" von oft beachtlichen Abmaßen zeigen - unter Ausschluß einer Rotation der Senaric-Sandstein-Platte während des Transportes - Strömungsrichtungen aus NW an.

An der Straße Florenz - Faenza im Tal des Fso. Polcanto ist eine 1 m mächtige Konglomeratbank aufgeschlossen. Die ungef. Größe der Gerölle liegt im Bereich zwischen 2,5 und 5 cm. Makroskopisch lassen sich folgende, bis auf die Kalke meist gut gerundete Komponenten erkennen: Die Mehrzahl bilden bläuliche, rosafarbene und weißliche Quarze (bis 5 cm Durchm.), gefolgt von Glimmerschiefern, Cneisen, verschiedenfarbigen, z.T. fein laminierten Kalken und (selten) Radio-larit. Weiterhin sind am Aufbau des Konglomerates (aus Schlfen bestimmt, s.u.) Vulkanite (Quarzporphyr, Andesit), Granite und nach RODOLICO (1941) auch zu sehr geringen Teilen Serpentin beteiligt.

Petrografischer Befund:

Die Dünnschliffe aus den Sandsteinen zeigten eine Zusammensetzung, die einer l i t h i s c h e n G r a u - w a c k e entspricht.

Der aus einer normalen Bank stammende

Schliff 308 enthält:

Mineralbestand: Undulös auslöschende, gut gerundete Quarze (z.T. mit eingeschlossenen Rutil-Nädelchen) bis 3 mm Durchmesser, frische Feldspäte (Orthoklas >> Mikroklin > Plagioklas), Orthoklas oft mit Albit-Entmischungen (Schachbrettperthit), Biotit, untergeordnet Staurolith, Apatit, Turmalin, Granat, Erz.
Lithische Bestandteile: Quarzsandsteine mit Pflastergefüge, z.T. auch als Schlangenquarze ausgebildet; Serizit- Chlorit- Schiefer; Hornfels; mikritische Kalke; verkieselter Kalk; Glas(?).
Organische Reste: Bruchstücke von Nummulites sp., Assilina sp., Globigerina sp., Lithothamnium sp.
Matrix: Überwiegend mikritisches, z.T. aber auch spatiges Karbonat.

Die aus einem feinkonglomeratischen Horizont innerhalb einer Bank stammenden

Schliffe 365, A, B (Straße zum Senario-Konvent) zeigen:

Mineralbestand: Überwiegend Quarz, undulös auslöschend, gut bis mäßig gerundet; z.T. hypidiomorphe Quarze ("Dihexaeder") mit Resorptionsbuchten (aus Quarzporphyren); frische Plagioklase; serizitisierter Orthoklas (wenig); Muskovit; Cordierit; Apatit; Epidot, Granat; Erz (z.T. nach ? Pyroxen).
Lithische Bestandteile: Serizit - Chlorit - Schiefer, Epidotfels, Quarz - Muskovit - Schiefer, Andesit mit zonaren Feldspäten, umgestandenes Glas, feinkörnige Grauwacken, mikritische Kalke, Granit.
Organische Reste: Nummulites sp., Orbitolina sp., Lithothamnium sp.
Matrix: feinfilzig, detritisch aus Karbonat und Serizit

Aus einigen Geröllen der Koglomeratbank angefertigte

Schliffe zeigen:

370 A : Quarzporphyr mit bis 2 mm großen, hypidiomorphen Quarzen in brauner glasiger Grundmasse.

370 B : Alkaligranit mit stark zersetzten Orthoklasen

- 370 C : Andesit, mit zonar gebauten Plagioklasen
(zersetzt) und chloritisierten Pyroxenen
und (?) Hornblenden
- 370 D : Mikritischer Kalk
- 370 E : Sehr feinkörniger Quarz-Muskovit-Serizit-
Schiefer
- 370 F : Radiolarit mit dicht gepackten umkristalli-
sierten Radiolarien

Fossilien und Alter: Die Schliefe erbrachten Orbitoides, Alveolina sp., Nummulites sp., Discocyclina sp., Assilina sp., die allesamt umgelagert sind aber insgesamt dennoch ein Alter nicht älter als Eozän anzeigen. Die Schlammproben waren meist steril oder enthielten nur stratigrafisch wertlose Sandschaler. Nur eine Probe aus einer Baugrube bei Polcanto enthielt mit

Probe Cibicides sp.,
Globigerina c.f. ampliapertura BOLLI
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerinata dissimilis(CUSHMAN & BERMUDEZ)

eine Fauna, die sich in das mittlere bis höhere O l i -
g o z ä n einstufen läßt.

Mächtigkeit: Die Aufschlüsse im Tal des Fso.Polcanto deuten auf eine interne Verschuppung der Schichtfolge hin, die sich wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse aber nicht sicher überprüfen ließ. Deshalb kann die Mächtigkeit nur grob abgeschätzt werden. Sie liegt bei mindestens 550 m. Nach VALDUGA (1958) soll die Mächtigkeit des Senario-Sandsteines außerhalb des hier untersuchten Gebietes sogar 1000 m erreichen.

3.7.6.1 Zur regionalen Stellung:

Der Senario-Sandstein wird wegen seiner Zusammensetzung und seiner stratigrafischen und tektonischen Stellung (Teil einer allochthonen ligurischen, mit der Kalk-Ton-Einheit verwandten Gleitdecke) von zahlreichen Autoren mit dem Petriagnacola-Sandstein der Kalk-Ton-Einheit und mit dem

Aveto-Sandstein des Aveto-Tales parallelisiert (MARTELLI 1922, RODOLICO 1941, MERLA 1952, 1956, VALDUGA 1958, REUTTER 1968, ABBATE u. SAGRI 1970 u.a.) aber auch mit Vorkommen im Casentino (LOSACCO 1963, FAZZINI 1964), in Umbrien (PASSE-RINI 1958, FREY 1969) und im Arno-Tal zwischen Arezzo und Florenz (AZZAROLI 1958, MICHELI 1967).

Die Zusammensetzung der Sandsteine und Konglomerate hat zu mancherlei Spekulationen über die Herkunft dieses Materials Anlaß gegeben, ohne daß die Frage bisher gelöst werden konnte (s. dazu ABBATE u. SAGRI 1970, S. 327 ff und BORTOLOTTI et al. 1970 S. 429 ff). Die Heterogenität der Zusammensetzung (Saure Plutonite, Metamorphite, saure bis intermediäre Vulkanite, Serpentinite, u.a.) spricht gegen ein gemeinsames Liefergebiet. Strömungsmarken der Sandsteine weisen auf Strömungsrichtungen aus NW hin. Während der Petrignacola-Sandstein im Parmenser Apennin als Einschaltung in der Kalk-Ton-Serie im Hangenden der Kalke vom Groppo Vescovo (entspricht Morello-Alberese) auftritt, ist die stratigrafische Stellung des Senario-Sandsteines zum Morello-Alberese noch ungeklärt (s. Kap. 3.7.8.)

3.7.7. Undifferenzierter Komplex

Alle zuvor beschriebenen Glieder der Morello-Senario-Gruppe werden von einem morphologisch durch weiche Oberflächenformen gekennzeichneten überwiegend tonigen Komplex verbunden, dessen äußerer Eindruck nur als chaotisch bezeichnet werden kann.

Lithologische Beschreibung: Dieser Komplex ging aus einer sehr heterogen zusammengesetzten Folge (möglicherweise auch mehreren Folgen) hervor, die durch einen raschen Wechsel von faltungskompetenten und inkompetenten Schichten gekennzeichnet war und deren Schichtverband beim Transport als Gleitdecke mehr oder weniger stark chaotisiert wurde. Dabei kam es an vielen Stellen zur vollständigen Auf-

lösung des Schichtverbandes, oft verbunden mit einer Aufnahme von Material, das von den in der Serie enthaltenen oder noch intakt gebliebenen, obenauf gleitenden Schollen abgelöst wurde oder auch - wie allseitig vom Undifferenzierten Komplex eingeschlossene Vorkommen von Clisthostrommaterial der Olisthostromargille von Polcanto südlich des M.Senario zeigen - zur Aufnahme von Fremdmaterial, das ursprünglich nicht zum Bestand dieser Einheit gehörte. Die Zerstörung des Schichtverbandes ist dabei umso vollständiger, je näher das Gebiet der Deckenstirn liegt. So sind in den Vorkommen nördlich des M.Senario und der M.Morello-Ausläufer im allgemeinen nicht einmal mehr kleinere Fetzen mit erhaltener Schichtfolge anzutreffen. In diesen Gebieten scheint zudem z.T. eine Vermischung mit der Olisthostromargille von Polcanto erfolgt zu sein, was eine Trennung dieser beiden Serien oft sehr erschwert, wenn nicht teilweise unmöglich macht. Stellenweise blieb der Schichtverband auch noch erhalten. So ist es südlich des M.Senario oft schwer zu beurteilen, ob die Zerstörung des Schichtverbandes tatsächlich immer so vollständig ist, wie sie sich an der Geländeoberfläche darstellt, oder ob sie nicht durch sekundäre Vorgänge wie Bergschlipfe oder auch intensive landwirtschaftliche Nutzung (Pflügen) nur vorgetäuscht ist. Gelegentlich sichtbare kleinere Anrisse an Straßen, Gräben oder in Baugruben zeigen, daß oft schon wenige Dezimeter bis Meter unter der Oberfläche durchaus noch eine intakte Schichtung vorhanden ist. Immerhin ist die zweifellos vorhandene Chaotisierung so stark, daß eine über die Abtrennung der zuvor beschriebenen Serien hinausgehende Differenzierung mit den herkömmlichen Geländemethoden kaum möglich ist. Die italienischen Autoren bezeichnen diesen Komplex deshalb als "alloctono caotico" (VALDUGA, 1958) oder als "complesso indifferenziato" (Geol. Karte 1 : 1000 000, Blatt Florenz Ausg. 1967) mit dem mehr lithofaziell als stratigrafisch gemeinten Zusatz "argille scagliose". Auf der Karte von BORTOLOTTO et al. (in Sedimentary Geology, Vol. 4, No. 3/4 1970)



Abb. 34 Senario-Sandstein im Fso. Polcanto



Abb. 35 Konglomeratbank in Senario-Sandstein

DIE FLUVIO-LAKUSTRISCHEN SEDIMENTE DES MUGELLO-BECKENS:



Abb. 36 Basale Tone und überlagernde Schotter am Südrand des Mugello-Beckens
←

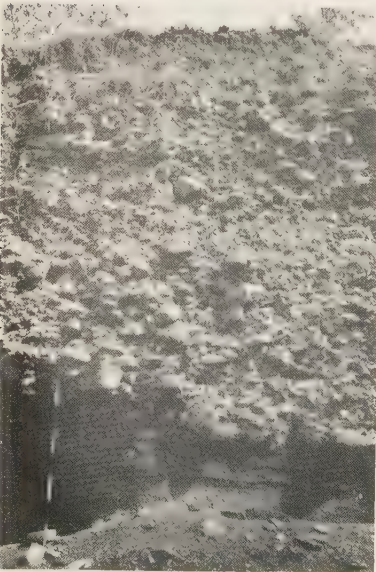


Abb. 37 Schotter und Sande am E-Hang des Carza-Tales
↓

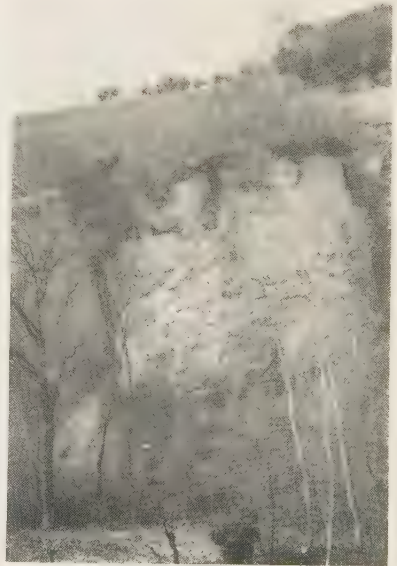


Abb. 38 Sande und Schotterterassen am E-Ufer des T. Bosso
←

wird der gesamte Komplex der "Formazione di Sillano", die in den Chianti Bergen das stratigrafische Liegende des Morello-Albereses bildet, zugerechnet.

Der Undifferenzierte Komplex besteht vorwiegend aus hellgrauen bis hellbraunen, seltener grünlichen bis schwärzlichen und nur in kleinen Fetzen aus roten Tönen. Die Tone sind an der Gelände-Oberfläche im allgemeinen amorph, zeigen aber an tiefer gehenden Aufschlüssen (Tongrube bei Il Lagho) ein durch starke Zerschörung bewirktes grobschuppiges Aussehen mit glänzenden Oberflächen und Harnischen. Die regellos darin steckenden Gesteinsbrocken sind meist scharfkantig, oft mit Harnischen und Striemen versehen, von zahlreichen mit Kalzit verheilten Sprüngen durchsetzt und variieren in der Größe zwischen Faustgröße und mehreren Kubikmetern. Eine Zerstückelung der Gesteine bis zu feinsten Bröckchen, wie sie für die Olisthostrome des Arbeitsgebietes so typisch ist, erfolgte in der hier vorliegenden Gleitmasse seltener. Meist sieht man an den Brocken noch die ehemalige Bankober- und -unterseite.

Die überwiegende Anzahl der Gesteinsbrocken ist altersmäßig und lithologisch identisch mit denen des Morello-Alberese und der Nummulitenbrekzienserie. Zusätzlich zu den dort bereits beschriebenen Gesteinen kommen vor:

- fossilileere Mikrite, muschelrig brechend von blaugrüner bis grünlichgrauer Farbe und Bankdicken von 10 - 20 cm.
- plattige Mergelkalke, grau-grün, glatt brechend
- sehr feinkörnige laminierte Sandsteine, die sich im Schliff als kalkreiche felspätige Grauwacken erwiesen:

Schliff 318:

Mineralbestand: eckiger Quarz, wenig Plagioklas (5-10 %), farbloser Glimmer

Lithische Bestandteile: etwas "Chert"

Organische Reste: Zahlreiche dickschalige Globigerinen, Globorotalia sp., Globorotalia cf. angulata
BOLLI

Matrix: feinfilzig, mikritisch > 50 %

Textur: Abwechselnd Quarz und fossilreiche Lagen

- hellgraue, fein laminierte Kalke. Ein daraus angefertigter Schliff (278) ergab einen Foraminiferen-Biomikrit mit zahlreichen Gehäusen von Globigerina sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globorotalia (Acarinina) sp., Nummulites sp. die nach Prof. HAGN München, auf ein Alter zwischen O-Paleozän und tieferem M-Eozän hinweisen.

Alle zuvor beschriebenen Gesteine wechsellagern- wie aus kleinen Fetzen mit erhaltener Schichtfolge sichtbar wird - mit Gesteinen, die auch zum Bestand der Nummulitenbrekzienserie gehören. Der Undifferenzierte Komplex enthält weiter

- zahlreiche mikritische Kalke unterschiedlicher Färbung, oft mit feiner Lamination, mit Bankdicken bis 60 cm.
- sowie dünnbankige, feine laminierte glimmerreiche Grauwacken, die denen der Sandsteine von Vaglia ähneln.

Fossilien und Alter: Der Undifferenzierte Komplex ist, wie sich bereits äußerlich feststellen läßt, hauptsächlich aus Gesteinen aufgebaut, die im Morello-Alberese und der Nummulitenbrekzienserie (NBS) ihre Entsprechung finden. Die Mehrzahl der Schiffe lieferten auch keine von den bereits dort angetroffenen abweichenden, grundsätzlich neuen oder auch nur genauer einzuordnenden Faunen, so daß sich sagen läßt, daß der Undifferenzierte Komplex vorwiegend aus Gesteinen des Zeitraumes P a l e o z ä n / O - E o z ä n aufgebaut ist. Die aus mikritischen Kalken stammenden Schiffe 250, 255, 257, 260, 327, 328, 374 erbrachten jedoch kleinwüchsige Foraminiferenvergesellschaftungen mit Heterohelix sp., Hedbergella sp., Globigerinelloides sp., Ticinella sp., die unspezifische O-Kreide anzeigen. Jedoch ist dabei Vorsicht geboten, da gerade innerhalb der sicher eozänen Folgen des Morello-Alberese und der NBS ähnliche Kalke vorkommen, die gleichfalls derartige - umgelagerte - Faunen enthalten, bei denen im Schliff oft nur die lagige Anordnung auf Umlagerung hindeutet. Aus diesem Grunde konnte, da typischere Faunen nicht gefunden wurden, die mögliche Beteiligung oberkretazischer Gesteine am Aufbau des Undifferenzierten Komplexes nicht sicher belegt werden.

Die Kalk-Ton-Einheit (KTE) ist dabei nach REUTTER (1968), AZZAROLI u. CITA (1967), ABBATE u. SAGRI (1970) im externsten Teil der ligurischen Eugeosynklinale zum Absatz gekommen. Die Ähnlichkeit zwischen Morello-Alberese und Groppo-Vescovo-Kalk, zwischen NBS und KTS sowie zwischen Senario-Sandstein und Petriagnacola-Sandstein ist so evident, daß hier sicher Zusammenhänge bestehen. Schwierig ist jedoch, zu entscheiden, ob Morello-Alberese, NBS und Senario-Sandstein eine normale **v e r t i k a l e** stratigrafische Abfolge bildeten, wie die entsprechenden Gesteine der KTE, oder wie sie sonst zusammenhängen. Die bisherigen Bearbeiter beschäftigten sich nicht mit der Frage einer möglichen stratigrafischen Verbindung von Morello-Alberese und Senario-Sandstein.

Auch in der jüngsten Synthese der Florentiner Geologen zum Bauplan des Nordapennins (in Sedim. Geology, Vol.4, No.3/4, 1970) wird diese Frage der Zuordnung des Senario-Sandsteines umgangen und einem "Canetolo Komplex" (KTE) mit Petriagnacola-Sandstein eine "Calvana Supergroup" mit Pietraforte, Morello-Alberese und der als laterale Faziesvertretung beider gedachten Sillano-Formation gegenübergestellt, die den Senario-Sandstein nicht enthält, wobei dessen Ähnlichkeit mit dem Petriagnacola-Sandstein betont wird. Der "Canetolo Komplex" stellt dabei nach dem Konzept von ABBATE u. SAGRI, BORTOLOTTI et al., SESTINI (alle 1970) die externste nordwestliche Abfolge der Ligurischen Eugeosynklinale dar, die auf der Westflanke einer zwischen ligurischer Eugeosynklinale und toskanischer Miogeosynklinale gelegenen Miogeantiklinale zum Absatz gekommen sei, während die "Calvana Supergroup" etwas weiter im SE und z.T. intern an den "Canetolo Komplex" anschließend abgelagert worden sei. Die Stellung des Senario-Sandsteins zur "Calvana Supergroup" bleibt dabei unbestimmt.

Immerhin legen die Ähnlichkeit von Morello-Alberese, NBS und Senario-Sandstein mit entsprechenden stratigrafisch verbundenen Gesteinen der KTE sowie das Zusammenvorkommen von Senario-Sandstein und Morello-Alberese auch in anderen Gebieten (z.B. Umbrien, FREY 1969) eine ursprünglich stratigrafische Verknüpfung dieser Komplexe nahe.

Die Kalke vom Groppo Vescovo werden lateral durch die KTS ersetzt. Alter, Fazies und die große Mächtigkeit des Undifferenzierten Komplexes der Morello-Senario-Gruppe, der wie die Untersuchungen ergaben, zum großen Teil aus Gesteinen besteht, die wegen des Alters und des oft übereinstimmenden Gesteinsinhaltes durchaus für eine laterale Faziesvertretung des Morello-Albereses in Frage kommen, machen einen solchen Ersatz auch für die Morello-Senario-Gruppe wahrscheinlich. Dies würde bedeuten, daß die Sedimentation der Sillano-Formation außerhalb der Areale mit der Sedimentation des Morello-Albereses angehalten hätte und die höheren (Pa~~eo~~-Eozän)Teile der Sillano-Formation Äquivalente der KTS darstellten. ABBATE u. SAGRI (1970) halten, wie aus ihren stratigrafischen Tabellen und ihren paleogeografischen Profilen hervorgeht, einen solchen Übergang für vorhanden. Die eigentlichen NBS sind zu geringmächtig und auch zu jung (M-O-Eozän), um den gesamten Morello-Alberese lateral zu ersetzen.

Interessant ist die Auflagerung der NBS auf bunten, meist roten eozänen Schiefertönen (Niveau "sc" von VALDUGA, s. Anfang des Kap.) mit eingeschalteten "Nummulitenbrekzien", wie sie von VALDUGA (1958) aus dem Gebiet des M. Giovi und von MIGLIORINI (1945) und von AZZAROLI (1958) aus dem Gebiet von Mosciano südlich von Florenz beschrieben wird. Hier ergeben sich, wie die genannten Autoren sowie MERLA (1956) und ABBATE u. SAGRI (1970) betonen, Ähnlichkeiten mit der Abfolge Scisti Policromi mit eingeschaltetem "Nummulitico" und dem überlagernden Macigno der Toskaniden II, d.h. An-

haltspunkte dafür, daß im Grenzgebiet zwischen Ligurikum und Toskanikum im Eozän ähnliche Sedimentationsverhältnisse herrschten und daß das Sedimentationsgebiet des Senario-Sandsteines den Toskaniden benachbart lag.

Die NBS könnte also ein jüngeres, ursprünglich weiter zum extern davon gelegenen toskanischen Raum vorgreifendes Äquivalent der Kalk-Ton-Serie (KTS) gewesen sein, d.h. der Senario-Sandstein wäre zwar über NBS - KTS bzw. höhere Teile der F.d.Sillano mit der F. di M.Morello stratigrafisch verbunden gewesen, wurde aber nicht in deren Hangendem abgelagert sondern extern davon.

Die vorliegenden Untersuchungen erbrachten keinen eindeutigen, paläontologisch gesicherten Beweis für die Beteiligung oberkretazischer Gesteine an der Morello-Senario-Gruppe im Gebiet. Insofern könnte man sie mit den Liguriden I (KTE) im Sinne von REUTTER (1968) parallelisieren. Jedoch enthält die MSG wohl, wegen der außerhalb des Arbeitsgebietes von SESTINI (1959) und BORTOLOTTI (1962) beschrieben stratigrafischen Übergänge Pietraforte-F. di Sillano - F.di M.Morello, auch oberkretazische Elemente. Deswegen muß man die MSG entweder als eigene tektonische Einheit definieren oder den Begriff der "tektonischen Einheit Liguriden I (KTE)" erweitern.

3.8. Die fluvio - lakustrischen Bildungen des Mugello-Beckens

Die diskordant-sedimentär auf Tavaiano-Argille, Cervarola-Sandstein und Castel-Guerrino-Sandstein liegenden fluvio-lakustrischen Sedimente des Mugello-Beckens bilden die jüngsten Ablagerungen des Gebietes. Die Schichtfolge, auf deren genauere Bearbeitung und Untergliederung in dieser Arbeit verzichtet wurde (eine letzte umfassende Bearbeitung dieser Sedimente wurde von SANESI 1965 veröffentlicht), ist in den Tälern des T.Bagnone, T.Bosso und T.Elsa an steilen Hängen gut aufgeschlossen. Dort ist auch die diskordante Auflagerung deutlich zu sehen.

Den liegenden Teil, der Schichtfolge bilden blaugraue Tone. Darüber folgt eine Serie aus gelblichen, wenig verfestigten, groben und feinen Sanden, oft mit Schrägschichtung, gefolgt von schon im höheren Teil der Sande eingeschalteten, groben Konglomerathorizonten. Die kaum verfestigten Konglomerate, deren eckige bis kantengerundete Komponenten bis zu 50 cm Durchmesser erreichen, stellen alte Bachschuttkegel und Terrassenschotter dar und sind dementsprechend aus in der unmittelbaren Nachbarschaft des Mugello-Beckens anstehenden Gesteinen zusammengesetzt. Unterschiedliche Resistenz gegenüber der Verwitterung führte dabei zu einer relativen Anreicherung der resistenteren Komponenten. So kann man z.B. bei Poggiolo und im S des M.Calvi eine Anreicherung der an sich nur sehr untergeordnet in FMA, Morello-Alberese und Cervarola-Sandstein auftretenden Hornsteine feststellen.

Wie aus der Literatur zu entnehmen ist (RISTORI 1889, PRINCIPI 1926, LUTTIG 1959, SANESI 1965) enthalten die Sande Lignit-Linsen. Diese Lignit-Vorkommen wurden zeitweilig abgebaut. Ein heute stillgelegtes kleines Lignit-Bergwerk befindet sich bei Sprocco.

Alter: Die Sedimente des Mugello-Beckens wurden in einem nach Ablauf der hauptsächlichsten gebirgsbildenden Vorgänge im O-Pliozän entstandenen intramontanen Becken abgelagert. Altersmäßig wurden sie von verschiedenen Autoren mehr summarisch in das in Italien als Begriff für pliopleistozäne fluvio-lakustrische Bildungen angewandte "Villafranchiano" eingestuft. Nach SANESI umfaßt ihre Bildung einen Zeitraum vom obersten Pliozän bis in die Mindel-Kaltzeit.

Mächtigkeit: Sie beträgt nach SANESI (1965) bis zu 700 m im Beckenzentrum.

3.9. Quartär (Hangschutt, Flußterrassen, Bergschlipfe, Bergsturz)

Im Quartär kam es neben der Ablagerung der schon besprochenen Sedimente des Mugello-Beckens zur Entstehung von ausgedehnten Hangschuttablagerungen, vorwiegend innerhalb und an den Rändern der Sandsteingebiete, sowie zur Anlage von Flußterrassen.

Ebenfalls hierher gehören die rezenten Bergschlipfe, die im Bereich der chaotischen Gleitmassen zu beobachten sind. Die quellfähigen, tonigen Sedimente dieser Serien haben die Eigenschaft, sich bei stärkerer Durchfeuchtung nach größeren Niederschlägen und bei entsprechenden Hangneigungen der Schwerkraft folgend als Bergschlipfe - italienisch "Frana" - in Bewegung zu setzen. Generell lassen sich im gesamten Gebiet von OAc, Tavaiano-Argille und dem Undifferenzierten Komplex der MSG Ansätze zur Franenbildung feststellen. Eine größere, etwa 2,5 km lange Frana erstreckt sich innerhalb der OAc vom Poggio la Croce nach N. In diesem unwegsamen, wegen der Franenbildung weder bebauten noch landwirtschaftlich genutzten Gebiet bewegen sich die Tone, der Form nach einem Gletscher vergleichbar, periodisch zu Tal. Das dieses Gebiet durchquerende Teilstück einer Straße wird dabei häufig verschüttet oder auch gelegentlich talwärts verlagert.

Ein rezenter, wegen seiner Größe recht eindrucksvoller Bergsturz befindet sich südlich von Fognano (M 2) im Bereich der FMA I. Dieser Bergsturz, der im Jahre 1958 niederging, löste sich an einem Hang mit hangparallelem Schichtfallen ab.

4. T E K T O N I K

4.1. Die Tektonik der FMA

Die FMA ist ihrer tektonischen Stellung nach als autochthon anzusehen und stellt das tiefste tektonische Stockwerk des untersuchten Gebietes dar. Sie bildet eine ruhig gelagerte Schichtfolge, die in zwei einander parallelen, apenninisch streichenden (120°) etwa 3 km quer zum Streichen voneinander entfernten Zonen deformiert wurde.

Der Südrand der FMA I - hier nach dem M. Altuzzo "Altuzzo-Synklinale" genannt - wurde zu einer NE-vergenten Synklinale aufgebogen, mit einer ziemlich konstant 120° streichenden B-Achse und einem überkippt über weite Strecken regelmäßig ca. 60° SW einfallenden, in die Luft ausstreichenden südlichen Hangendflügel. Die Schichten biegen dabei im Falten-scharnier nach Art einer Knickfalte recht scharf und unvermittelt um.

Im Bereich der Überschiebung der FMA durch den CGS taucht die B-Achse der Altuzzo-Synklinale bei unverändertem Streichen schwach nach NW ab. Der genaue Winkel des Abtauchens ließ sich mangels in diesem Gebiet erhältlicher verlässlicher Werte jedoch nicht konstruktiv ermitteln. Zudem ist hier nur noch der hangende Flügel aufgeschlossen. Die Schichten des Südflügels - der in diesem Bereich in einer Art tektonischem Halbfenster unter dem überschiebenden CGS auf-taucht - fallen dabei im Streichen nach NW zunehmend flacher überkippt nach SW ein, bis sie im Levisone-Tal bei nahezu horizontaler inverser Lagerung unter dem CGS verschwinden.

Die Entstehung dieser Synklinale steht in Zusammenhang mit der Überschiebung der FMA durch den CGS. Da die Schichten des Südflügels in die Luft ausstreichen, erhebt sich die Frage nach ihrer südlichen Festsetzung. Die Geländebeobachtungen ergaben keinen Hinweis auf das Vorliegen eines aufgebo-

genen Beckenrandes, wie er sich etwa aus einer Vermergelung oder Mächtigkeitsreduktion der Schichtfolge und dem Auskeilen von Turbiditen ableiten ließe. Aus diesem Grunde ist es möglich, daß sich unter dem CGS und möglicherweise auch noch unter der Cervarola-Einheit weitere, zugeschobene Teile der FMA befinden.

Im an die Altuzzo-Synklinale nordöstlich anschließenden Gebiet behalten die Schichten auf ca. 3 km Länge quer zum Streichen ihr regelmäßiges flaches Einfallen nach NE bei. Im Bereich des Westrandes der FMA I läßt sich beiderseits des Rio Valbuona ein Umschwenken des Einfallens nach NW feststellen. Dies könnte durch die benachbarte Überschiebung des CGS eventuell im Verein mit einer im Rio Valbuona verlaufenden Störung verursacht sein.

An ihrem Nordostrand taucht die FMA I längs einer durch das Ausstreichen von Olisthostromargille b (OAb) und Sambucheta-Mergeln deutlich gekennzeichneten, parallel zur Altuzzo-Synklinale verlaufenden tektonisierten Zone ab. Dieses Abtauchen geschieht jedoch nicht einheitlich. Während im NW der Zone ein NE-vergenter Sattel mit einer etwa 120° streichenden B-Achse und einem saiger bis leicht überkippt nach SW einfallenden Nordflügel ausgebildet ist, geht diese Sattelstruktur im Streichen nach SE verloren und die FMA I taucht dort nur mit einem quer zum Streichen allmählich zunehmenden Einfallen (max. 40°) nach NE ab.

Wie schon in Kap. 3.2.10 erwähnt, wurde der auf der FMA I liegende Teil der FMA (OAb, Sambucheta-Mergel, FMA II) von SIGNORINI (1937) und BRUEREN (1941) als Decke gedeutet. Die Richtigkeit dieser Deutung wird vom Verfasser bezweifelt, und es wird statt dessen eine tektonisch etwa gestörte sedimentäre Abfolge angenommen.

Die nördlich des M. Pratone erfolgende Aufteilung des Argille-Mergel-Streifens ist vermutlich an eine Abschiebung gebunden (Profil C-C'), die jedoch in diesem sehr schlecht aufgeschlossenen Bereich nicht sicher nachzuweisen war.



Abb. 39 Bergsturz bei Fognano

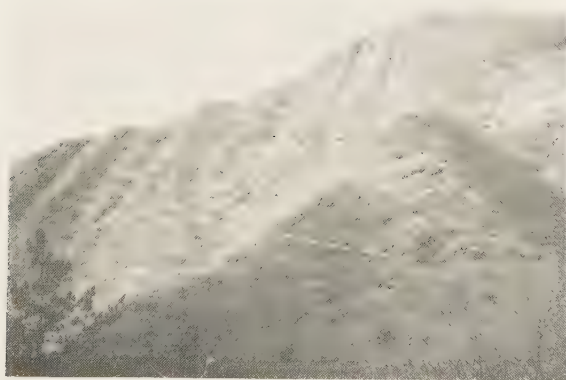


Abb. 40 Altuzzo Synklinale
(Blick nach NW)



Abb. 41

Überschiebung der FMA durch den CGS nördlich des Giogo-Passes (Blick nach NNW).
A: Von der Altuzzo-Synklinale abgesichertes und vom CGS vor sich hergeschobenes
Teilstück der FMA I (s.a. Abb. 3 und Profil K - K'). Das von Räumen bestandene Gebiet
im Vordergrund wird von der autochthonen FMA I eingenommen.

Das Fehlen der O4b über weite Distanzen im nordwestlichen Teil der gesamten Argille-Mergel-Zone dürfte auf tektonische Ausquetschung zurückzuführen sein. Die Aufteilung der Sambucheta-Mergel im NW in zwei parallele Streifen wird dagegen durch eine sedimentäre Sandsteineinschaltung von ca. 100 m Mächtigkeit verursacht.

Diese Sandsteineinschaltung wurde später stark deformiert: Im Bereich des Vechione-Tales wurde die FMA I, die dort den beschriebenen Sattel bildet, so stark an diese Sandsteineinschaltung herangepreßt, daß der zwischen beiden befindliche südliche Mergelstreifen entweder ausgequetscht oder von der FMA II überschoben wurde. Es geraten hier FMA I und Sandsteineinschaltung in direkten tektonischen Kontakt zueinander. Dabei kam es auf kurzem Raum (Länge quer zum Streichen ca. 250 m) im südlichen Teil der Sandsteineinschaltung zur Ausbildung einer nordostvergenten Mulde mit fast parallelen Muldenschenkeln, an die sich ein nordostvergender Sattel anschließt. Mulde und Sattel, deren Achsen wieder etwa 120° streichen, sind im Scharnier aufgerissen, wobei der jeweils südlichere Teil auf den nördlicheren geschoben wurde. Es handelt sich bei dieser etwas stärkeren Verformung um eine lokal begrenzte, schon im südwestlichen Nachbartal nicht mehr auftretende Erscheinung, die vermutlich durch die geringe Mächtigkeit der Sandsteineinschaltung und die dadurch bedingte leichtere Verformbarkeit ermöglicht wurde. Die übrige FMA II ist dagegen durch weiträumigere tektonische Strukturen gekennzeichnet.

Die auf dem Argille-Mergel-Zug auflagernden Schichten der FMA II fallen generell in die gleiche Richtung ein, wie die südlich davon gelegenen Schichten der FMA I, d.h. im allg. nach NE. Der Einfallwinkel weicht aber häufig von dem der unterlagernden FMA I etwas ab. Im Ostteil des Arbeitsgebietes, zwischen Acqua Buona und dem Monte Fellone (s. Profil C-C') bildet die FMA II eine schwach nordostvergente Synklinale mit einer etwa 120° streichenden Achse, einem

ca, 60° NE einfallenden südlichen und einem 50° SW einfallenden nördlichen Muldenflügel (Fellone-Synklinale). Diese Muldenstruktur läßt sich von der Kartierungsgrenze nur über etwa 400 m im Streichen nach NW verfolgen und ist weiter im NW nicht mehr nachzuweisen.

Nordöstlich an diese Mulde schließt sich ein nordostvergenter Sattel an, dessen Achse mit der Muldenachse parallel läuft. Diese Antiklinale wird, da sie den Monte Fellone aufbaut, Fellone-Antiklinale genannt. Süd- und Nordflügel dieser Antiklinale lassen sich konstruktiv nicht ohne Annahme einer im Gelände nicht aufgeschlossenen Störung ineinander überführen, da die Schichten des Nordflügels etwas außerhalb der Sattelfirste mit etwa 65° überkippt nach SW flacher einfallen als die aus dem Bereich der Sattelfirste konstruierbare Achsenebene, die mit etwa 80° nach SW einfällt. Vermutlich erfolgte längs einer nordostgerichteten Aufschubung eine Bewegung des südlichen über den nördlichen Sattenflügel (s. Profil C-C'). Im Streichen der Fellone-Antiklinale nach NW wird der Südflügel nach dem Verschwinden der zwischen Fellone-Antiklinale und dem Argille-Mergel-Streifen gelegenen Fellone-Synklinale von mit 30° nach NE einfallenden Schichten gebildet, während der Nordflügel sein mit 65° nach SW überkipptes Einfallen beibehält. Die Achsenebene fällt hier also schon wesentlich flacher ein als im südöstlichen Teil der Antiklinale. Das dort im Bereich der Sattelfirste noch gut sichtbare Umbiegen der Schichten kann nach NW hin nicht mehr beobachtet werden. Zum Teil erfolgten hier im Faltenscharnier Bewegungen etwa parallel zur Achsenebene in der Form, daß der hangende Flügel nach NE über den liegenden Flügel geschoben wurde. Auf derartige Bewegungen weist z.B. ein in der nordwestlichen Fortsetzung der Fellone-Synklinale gelegener Aufschluß im Tal von Pratelle nach Osteto hin, wo auf der östlichen Talseite über einer horizontalen bis flach nach NE einfallenden Abscherungsfläche die mit 40° nach NE einfallenden Fortsetzung des Südflügels der Fellone-Antiklinale um einige Meter über die überkippt nach SW einfallenden Schichten im Liegenden der Abscherungsfläche bewegt wurden. Auf der westlichen Talseite kam es nicht zur Ausbildung einer Abscherungsfläche. Die Antiklinalstruktur der Fellone-Antiklinale geht von der westlichen Talseite nach NW hin verloren.

In diesem Teil wurde die Schichtfolge nur etwas verdreht, so daß sie im Streichen von SE nach NW von steil nach NE über saiger, steil überkippt nach SW, saiger bis zunehmend flacher nach NE einfällt.

Bei La Serra, am Ostrand des Gebietes biegt der Nordflügel der Fellone-Antiklinale in der Art einer Knickfalte scharf um, und es schließt sich eine nordostvergente Mulde mit einem $10-15^{\circ}$ NE einfallenden nördlichen Muldenflügel und einer wieder etwa 120° streichenden Achse an, die hier La Serra-Synklinale genannt wird. Etwa 1 km im Streichen nach NW ist die Mulde im Kern mit den Olisthostromargille c (OAc) gefüllt. Jedoch ging in diesem Gebiet schon der Charakter einer ungestörten Mulde verloren, da im Nordflügel der Mulde eine etwa parallel zur Muldenachse verlaufende Abschiebung den südlichen Teil relativ nach unten versetzte, so daß die Schichten des Südflügels unter die OAc abtauchen, während die Schichten des Nordflügels auf die OAc zustreichen. Der Versatz wird dabei von SE nach NW zunehmend größer und dürfte bei Moscheta im NW der La Serra-Synklinale schon etwa 300 m betragen.

Wie die nach NE gerichteten Vergenzen der Mulden und Sättel der FMA zeigen, kam der Druck, der zur Bildung führte, aus SW. Die Verfallung der FMA steht sicher im Zusammenhang mit der von SW her erfolgten Auf- und Überschiebung des CGS auf die FMA. Die FMA fing den vom CGS auf sie ausgeübten Druck durch Verfallung auf. Daß diese Faltung meist zu scharfen Knickfalten führte und auf schmale Zonen beschränkt blieb, hängt mit dem inneren Aufbau der Serie (sehr mächtige Wechselfolge von kompetenten und inkompetenten Schichten) zusammen. Diese Art der Faltung wird aus dem gesamten Bereich der FMA immer wieder beschrieben. T.LIPPARINI (1944) folgert aus dieser Tektonik ("tettonica epiplastica"), daß ein plastisches Substratum unter der FMA vorhanden sein müsse. Im vorliegenden Falle wären solche plastischen Horizonte die Olisthostromargille b und vielleicht auch die Olisthostromargille a. Mit der in Kapitel 3.2.10. vorgeschlagenen Deutung der FMA II als autochthones, stratigrafisches

Hangendes der FMA I ließe sich auch erklären, warum ausgerechnet in der Umgebung des Argille-Mergel-Streifens eine Faltung erfolgte: Bei einer sedimentären Abfolge hätte die FMA II nach NE ein festes Widerlager in Form von mehreren tausend Metern aufliegenden Sedimenten gehabt. Ein auf die FMA ausgeübter lateraler Druck konnte dann am leichtesten dort abgebaut werden, wo an einer deutlich ausgeprägten Inhomogenitätsfläche (Olisthostromargille b) Verschiebungen und Verfaltungen der Nachbarschichten am ehesten möglich waren.

4.2. Die Tektonik des Castel-Guerrino-Sandsteins (CGS)

Auf und im NW des Gebietes über die FMA I wurde von SW her der CGS geschoben. Die Auf- und Überschiebungsfläche fällt im Bereich zwischen Cerreto im SE und Borgo im NW mit Werten zwischen 65° und 40° häufig fast schichtkonkordant nach SW ein. Erst im Levisone-Tal nimmt die Überschiebungsfläche eine etwa horizontale Lage ein. Die Überschiebungsgrenze folgt dort den Levisone-Mergeln.

Die Überschiebung führte zu einer intensiven Zerschierung und Verknetung der Mergelzone, wobei die vom tektonischen Kontakt etwas entfernteren Partien aber durchaus noch eine Schichtung erkennen lassen. Der Zusammenhang der Schichtfolge des CGS wurde im Bereich der Überschiebungsfläche stark gestört. Die Bänke wurden zerschert, zerbrochen und in einzelne verdrehte Bruchstücke aufgelöst. Vom Kontakt weg nimmt der Grad der Zerstörung der Schichtfolge aber rasch ab. Bereits 50-100 m oberhalb des Kontaktes blieb der Schichtzusammenhang im wesentlichen erhalten. Generell läßt sich feststellen, daß im südöstlichen, nur auf die FMA aufgeschobenen Teil der Schichtzusammenhang wesentlich stärker gestört ist als im nordwestlichen, überschobenen Teil, möglicherweise weil letzterer dem auf ihn ausgeübten lateralen Druck durch weiteres Vorgleiten entging, während dieser im südöstlichen Abschnitt zum großen Teil nur durch die Zerschierung der Schichtfolge abgefangen werden konnte.

An der Stirnpartie des CGS kam es stellenweise zur Ausbildung einer nordostvergenten Stirnfalte mit überkippt einfallendem liegenden Schenkel, so bei der Cerreto-Antiklinale im südlichen Teil und bei der zwischen Giogo-Paß und dem Vecchione-Tal gelegenen Giogo-Vecchione-Antiklinale im nordwestlichen Teil des CGS. In beiden Antiklinalen erfolgten dabei auch in oder parallel zur Achsenebene Aufschiebungen des hangenden über den überkippten, liegenden Schenkel.

Die B-Achse der Cerreto-Antiklinale streicht mit ca. 120° parallel zur Achse der Altuzzo-Synklinale (FMA I). Die Achse der Giogo-Vecchione-Antiklinale weicht dagegen mit einem Streichen von ca. 150° um etwa 30° vom Streichen der Altuzzo-Synklinale ab. Das Generalstreichen der Schichten (150°) differiert zudem auch außerhalb der Giogo-Vecchione-Antiklinale im gesamten überschiebenden Teil des CGS um ca. 30° vom Generalstreichen in der FMA (120°) und dem direkt südlich der Altuzzo-Synklinale anschließenden Teil des CGS ab. Da man mit einiger Sicherheit annehmen kann, daß die Giogo-Vecchione-Synklinale im gleichen Akt mit der Altuzzo-Synklinale gebildet wurde, beide also ursprünglich das gleiche Achsenstreichen hatten, müßte der nordwestliche Teil des CGS sich beim Überschieben um etwa 30° im Uhrzeigersinne gedreht haben. Dafür spricht auch, daß - ein konstantes Streichen des überschobenen, nicht sichtbaren, nordwestlichen Teils der Altuzzo-Synklinale vorausgesetzt - die Überschiebungsweite des CGS von SE (2,5 km) nach NW (Futa-Paß, etwa 6 km) zunimmt.

Der Giogo-Vecchione-Antiklinale vorgelagert ist zwischen Barco und Rifredo eine Folge von Olisthostromargille a, Levisone-Mergeln und FMA I, die parallel zum liegenden Falten-schenkel mit 60° überkippt nach SW einfällt. Sie stellt ein durch den vorrückenden CGS vom überkippten (südlichen) Flügel der Altuzzo-Synklinale abgerissenes und vom CGS vor sich hergeschobenes, parautochthones Teilstück der FMA dar.

Südlich von Rifredo ist dieses Teilstück noch verschuppt, so daß dort die Abfolge Olisthostromargille a, Levisone-Mergel, FMA I zweimal hintereinander auftritt. Im Streichen nach NW grenzt diese Antiklinale längs einer senkrecht zum Faltenstreichen verlaufenden Störung an normalliegenden, nicht verfalteten CGS. Vor diesem normalliegenden CGS befinden sich, an der Front der Überschiebungsmasse, bei Puligno noch kleinere Vorkommen von parautochthonen Levisone-Mergeln und FMA I, die ebenfalls von der Altuzzo-Synklinale abgeschernte Teile der FMA darstellen. Weitere solcher abgesicherten Teile der FMA liegen am Giogo-Paß und östlich davon bei Fonte Fredda, dort jedoch nicht vor, sondern direkt unter dem sie überschiebenden CGS.

4.3. Die Tektonik der Modino-Cervarola-Einheit

4.3.1. Der Cervarola-Sandstein Typ Futa (CSF)

Der von SW auf den CastelGuerrino-Sandstein aufgeschobene CSF weist einen ausgeprägten Schuppenbau auf. Im Untersuchungsgebiet erscheinen vier dachziegelartig aufeinanderliegende, generell nach SW einfallende Schuppen, und zwar (Nummerierung von liegend zu hangend = von N nach S):

1. Linari-Schuppe,
2. Baccacchio-Creta-Schuppe (mit > 10 km Länge im Streichen die längste Schuppe),
3. Lazzari-Schuppe,
4. Hangendschuppe.

Die Basis der Schuppen bilden jeweils die Scisti Varicolori (SV). Im NW wird der CGS von der Linari-Schuppe überschoben, östlich des Torrente Cornocchio von der Baccacchio-Creta-Schuppe. Die Überschiebungsfläche fällt mit 30-70° nach SW ein. Die Schichtung der SV ist dabei dort, wie auch in den anderen Schuppen, oft bis auf wenige Meter an den Überschiebungskontakt heran noch bis in feinste Einzelheiten erhalten.

Bei den Auf- und Überschiebungen wurden die überschobenen Sandsteinschichten des CGS und CS kaum gestört, da die SV einen guten Gleithorizont bildeten. Nur dort, wo wegen der Ausquetschung der SV, CGS und CS in direkten tektonischen Kontakt gerieten, so am M.Linari und bei Uomo Morto (J6), kam es in beiden Serien zu einer stärkeren Tektonisierung des Schichtverbandes.

Im Gebiet von Nicchi, Lazzarri, Le Celle kann man beobachten (s. Profill-L'), daß von der liegenden, mit 45° normal nach SW einfallenden Baccacchio-Creta- zur Hangendschuppe hin eine kontinuierliche fächerartige Verstellung der Schichtfolge erfolgt, so daß die hangende Schuppe mit 45° überkippt nach NE einfällt. Der gleiche Vorgang wiederholt sich innerhalb der Baccacchio-Creta-Schuppe im Gebiet von Creta, (L8) wo schon die in die SV eingeschaltete Sandsteinfolge mit 80° überkippt nach NE einfällt. Da die Aufschiebungen der einzelnen Schuppen aufeinander von SW nach NE erfolgten, saiger oder überkippt gegen den Bewegungssinn gerichtete Schuppenbahnen bei diesem Vorgang wohl kaum entstehen können, muß diese Verstellung der Schuppen durch einen sekundären Vorgang, etwa durch eine nach der Verschuppung erfolgte noch stärkere Raumeinengung bewirkt sein. Die Schichten des die beiden südlichen Schuppen überschiebenden M.Morello-Albereses wurden bei C. Bianca in diese Struktur mit einbezogen.

4.3.2. Die Tektonik des Cervarola-Sandsteins Typ Mugello-Süd (CMS)

Der CMS ist generell durch eine ruhige Lagerung ausgezeichnet. Über weite Strecken fallen seine Schichten mit durch leichte Verkippungen an Querstörungen bedingten, etwas verwachsenden Richtungen flach zum Mugello-Becken hin ein. Der Nordwestteil bei Rezzano taucht mit max. 30° Einfallen nach NE normal unter die überschiebenden Gleitdecken (Tavaieno-Argille und Morello-Senario-Gruppe) ab. Die tektonischen Beziehungen des CMS zum CSF sind dabei im Gelände

nicht klar ersichtlich, da die Kontakte zwischen beiden Serien im NW von Tavaiano-Argille und Morello-Senario-Gruppe (MSG) und im SE von den Sedimenten des Mugello-Beckens zugedeckt werden. Es läßt sich lediglich feststellen, daß beide Sandsteine aufeinander zufallen. Der Geländeeindruck und die geometrische Lage beider Komplexe sprechen dabei dafür, daß der südliche Sandstein (CMS) auf den nördlichen (CSF) aufgeschoben wurde.

An seiner Südseite, im Bereich der Aufschiebung durch die MSG, bildet der CMS - ähnlich wie bei der FMA I - eine generell NE-vergente, apenninisch streichende (120°) Synklinale mit einem größtenteils überkippt in die Luft ausstreichenden Südflügel. Sie wird hier, nach dem auf dem überkippten Südflügel stehenden Kastell "II Trebbio", Trebbio-Synklinale genannt. Das Umbiegen der Schichten im Faltenscharnier, wie es bei der FMA sichtbar war, ließ sich in der Trebbio-Synklinale nicht direkt beobachten. Überkippter Hangend- und normalliegender Liegendschenkel grenzen unmittelbar aneinander. Es ist hier zu einer Störung gekommen, deren Charakter - Aufschiebung des Hangendschenkels parallel zur Achsenebene oder Abschiebung mit relativem Versatz des nördlichen, normalliegenden Teils nach unten - sich nicht sicher ermitteln ließ. Die ungefähr feststellbare Ausstrichlinie der Störung spricht mit ihrem Verlauf für die erste Möglichkeit. Im Streichen der Struktur nach NW, zum Bereich der Überschiebung durch die MSG hin, erfolgt auch hier, wie bei der FMA I (Altuzzo-Synklinale), eine immer stärkere Umbiegung des überkippten Hangendflügels. Dieser fällt zwischen Trebbio, S. Giovanni in Petroio (A14) und Mugello-Becken bis zu 1,5 km quer zum Streichen etwa horizontal überkippt ein, ohne daß in Tälern noch der Liegendflügel auftaucht. Streichen und Fallen des flachen B-Achsen-Abtauchens, das in diesem Bereich erfolgen muß, ließen sich nicht exakt ermitteln. Jedoch biegt die B-Achse - aus einzelnen erhältlichen Schichtstreichwerten in diesem Gebiet zu schließen -

im Bereich der Überschiebung offenbar aus der 120° -allmählich in eine etwas nördlichere Streichrichtung (bis etwa 150°) um. Zum Teil fallen die überkippten Hangendflügel-Schichten sogar flach nach NW und NE ein, sind also um mehr als 180° überkippt. (Profil J-J', H-H'). Der interne Schichtverband des überkippten Flügels scheint dennoch relativ intakt zu sein.

Südöstlich von Trebbio läßt sich beobachten, daß die Sandstein- und Mergelschichten in Richtung auf die Trebbio-Synklinale deutlich auskeilen.¹⁾ Dies spricht dafür, daß die Trebbio-Synklinale z.T. synsedimentär angelegt wurde und daß hier die südöstliche Entsprechung jener Struktur vorliegt, die den aufgebogenen internen Beckenrand des Cervarola-Sandsteins darstellt und die etwa am M.Cervarola selbst im Modeneser Apennin (REUTTER u. SCHLÜTER, 1968) oder (vom Mugello aus etwa 180 km weiter im Streichen nordwestlich) bei Bobbio ("Struktur von Bobbio", SCHLÜTER 1968) ausgebildet ist.

Der Grad der Umbiegung und die Mächtigkeit des in die Trebbio-Synklinale mit einbezogenen Schichtpaketes zeigen dabei eine klare Abhängigkeit von der südlich auf- und überschobenen MSG: An der Aufschiebungsbahn lösen die Gleitschollen von Senario-Sandstein und Morello-Alberese einander im Streichen nach NW ab. Dort, wo beide Schollen am mächtigsten sind und dort, wo die MSG insgesamt im NW den CSM überschob, sind die Verbiegungen am stärksten. Im Torrente Carza (C,D/16,17) hingegen, wo in der Nähe der Aufschiebungsgrenze auf den CMS des Senario-Sandstein nach NW aufhört und der Morello-Alberese noch nicht beginnt, ist die Umbiegung des Südflügels der Trebbio-Synklinale am schwächsten. Hier kam es an der östlichen Talseite nur zu einer Aufrichtung der Schichten (bis 80° NE Einfallen) ohne Überkippfung (Profil E-E'), westlich des T.Carza erfolgte zwar eine Umbiegung bis zur Überkippfung, die aber zunächst nur wenige Zehner von Metern erfaßt. Erst weiter nach NW, nach dem Einsetzen der Morello-Alberese-Platte, erfolgt rasch auch eine Mächtigkeits-

1) s. Profil G-G'

zunahme des Südflügels und eine zum überschiebenden Teil hin immer stärker werdende Umbiegung der Schichten.

Die Bildung der Trebbio-Synklinale steht also offensichtlich im Zusammenhang mit der Auf- und Überschiebung durch die MSG, wobei ihre Entstehung vermutlich - darauf weisen die nach S auskeilenden Schichten hin - durch eine synsedimentäre Vorzeichnung (Beckenrandverbiegung) begünstigt wurde.

4.4 Zur Tektonik der chaotischen Gleitmassen (OAa-c, TA, OAP, MSG)

4.4.1. Allgemeine Vorbemerkungen

Gemeinsames Kennzeichen aller im Untersuchungsgebiet auftretenden Gleitmassen ist die bereits beschriebene Chaotisierung der Verbandsverhältnisse, die auf das tektonische Verhalten der (vorwiegend durch einen raschen Wechsel von kompetenten und inkompetenten Bänken ausgezeichneten) Serien beim gleitenden Transport zurückgeht. Soweit in den chaotischen Massen noch größere Sedimentkörper mit zusammenhängendem Schichtverband stecken, sind sie alle zerschert, gestaucht, in Spezialfalten gelegt und mit der umgebenden Schieferthonmasse verknetet. Der Grad der Auflösung des Verbandes ist bei den einzelnen Gleitmassen jedoch unterschiedlich. Während es bei den OAa-c, TA und OAP infolge des Transportes als Schlammstrom und der dadurch bedingten intensiven Durchbewegung jedes einzelnen Teilbereiches zu einer vollständigen Zerstörung des Verbandes kam, blieben bei der MSG noch größere Teile desselben erhalten. Dies deshalb, weil sich die MSG als zusammenhängende Gleitmasse bewegte, bei der vorwiegend die tieferen und zudem tonigeren Teile der Einheit in die intensive Durchbewegung mit einbezogen wurden, während die in der Serie enthaltenen, mächtigen, kompakteren Abfolgen (Senario-Sandstein und Morello-Alberese) der Zerstörung stärkeren Widerstand entgegensetzten.

Alle Gleitmassen des Gebietes lassen sich unabhängig von ihrer Zusammensetzung zwei in tektonischer Hinsicht prinzipiell unterscheidbaren Gruppen zuordnen und zwar Olisthostromen oder Gleitdecken. Zwischen beiden besteht insofern ein prinzipieller Unterschied, als ein Olisthostrom qua definitionem eine synsedimentär als Schlammstrom in eine Normalsedimentation eingebrachte und resedimentierte Gleitmasse darstellt, die durch ihre *s t r a t i g r a - f i s c h e n* Kontakte zum Normalsediment gekennzeichnet ist, während eine Gleitdecke postsedimentär, oder auch die Sedimentation in dem jeweiligen Gebiet beendend, andere Einheiten mit tektonischem Kontakt überschiebt. Beide Gruppen sind jedoch durch Übergänge miteinander verbunden. So schicken große Gleitdecken oft Schlammströme voraus, die noch als Olisthostrome einsedimentiert werden, während die später nachfolgende Gleitdecke tektonisch die Sedimentation beendet. Z.B. lassen sich im Dach des toskanischen Macigno Olisthostrome aus dem Material der später überschobenen Liguriden I nachweisen (GÜNTHER 1966, RENTZ 1971). Olisthostrome weisen dabei gegenüber einer Einordnung in die tektonischen Kategorien Autochthon-Allochthon einen ambivalenten Charakter auf. So ist das Material der OAb und OAc seiner Herkunft nach zweifellos als allochthon zu bezeichnen. Als mit der (autochthonen) FMA resedimentierte Komplexe (Olisthostrome) sind OAb und OAc gegenüber den übrigen, allochthonen oder parautochthonen tektonischen Einheiten, jedoch autochthon.

4.4.2. Die Olisthostrome (OAa - c, OAP)

4.4.2.1. Die Olisthostromargille a-c(OAa - c)

Wie erwähnt, müssen beim Verhältnis "Argille" - FMA stärker als bisher synsedimentäre Vorgänge berücksichtigt werden. Die Stellung der OAa ist wegen fehlender beobachtbarer stratigrafischer Kontakte ungewiß. Wegen ihrer Zusammensetzung und Lage ergeben sich jedoch Parallelen zu den OAb und OAc.

OAb und OAc werden in dieser Arbeit als zueinander gehörend und sich nur in ihrer Stellung zur FMA unterscheidend aufgefaßt (in Bezug auf die FMA unterschiedliche Niveaus der gleichen Gleitmasse). Es seien im folgenden die Kontakte der OAc zu FMA und Castel-Guerrino-Sandstein (CGS) besprochen und anschließend auf die Frage der Herkunft von OAb und OAc eingegangen.

4.4.2.1.1. Die Kontakte der OAc zur FMA

Im NE des Untersuchungsgebietes verzahnen sich, wie schon beschrieben (Kap. 3.2.11.), die OAc synsedimentär mit der FMA II. Der Kontakt zwischen OAc und der FMA I ist südlich des Giogopasses tektonisch. Beide Serien grenzen dort an Abschiebungen aneinander. In dem vom Giogo-Paß nach NE sich erstreckenden Tal kann man dagegen sehen, daß die Schichten der FMA I auf dem westlichen Talhang des R.Valbuona flach nach NW unter die OAc einfallen. Die Grenze verläuft über große Strecken etwa parallel zu den Ausbissen der FMA-Bänke. Der Kontakt ist jedoch nie so gut aufgeschlossen, daß eine Entscheidung darüber, ob es sich um einen sedimentären oder tektonischen Kontakt handelt, möglich war. Denkt man sich die auf dem westlichen Talhang des RioValbuona austreichenden Schichten der FMA I nach E fortgesetzt, so würden sie bei gleichem Einfallen nur in das untere Drittel des östlich des R.Valbuona als Steilhang ausgebildeten Westrandes der FMA I hineinstreichen. Die Bänke, welche die oberen zwei Drittel des Steilhanges aufbauen, wären so geometrisch nicht unterzubringen. Dies könnte auf eine innerhalb der FMA I verlaufende Abschiebung zurückzuführen sein, die allerdings im Gelände nicht nachzuweisen war. Der gerade Verlauf des vom R.Valbuona gebildeten Tales, das sich etwa in einer im Gelände häufigen NNE-SSW streichenden Hauptstörungsrichtung erstreckt, könnte auf eine solche Abschiebung hinweisen. Es wäre aber auch möglich, daß in diesem Bereich eine Verzahnung der OAc mit den stratigrafisch höheren



Abb. 42 Die Grenze OAc/FMA II zwischen Moscheta und Casetta di Rocco
a) Mergel v. Casetta di Rocco (Blick nach N)
Pfeil: Bereich der Verschiebung OAc/FMA II



Abb. 43 OAc und auflagernder CGS bei Puligno

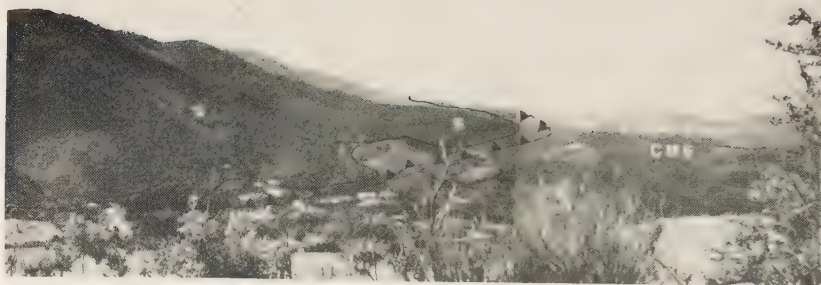


Abb. 44 Das Gebiet westlich von Polcanto. S. = Senario-Sandstein.
Gestrichelte Linie: Verlauf der Aufschiebung der MSG über
den CMS (Blick nach NW).



Abb. 45 Das Gebiet östlich von Polcanto
(Blick nach SE)
Legende s.o.



Abb. 46 Detail aus Abb. 45

Teilen der FMA I erfolgte, die wegen der Ausräumung durch die Erosion heute nicht mehr zu sehen ist. Innerhalb des Westrandes der FMA I wurden jedoch keine zwischen Sandsteinbänken lagernde OAc, die eine solche Verzahnung beweisen könnten, beobachtet.

4.4.2.1.2. Die Kontakte der OAc zum Castel-Guerrino-Sandstein

Der Castel-Guerrino-Sandstein (CGS) liegt in seinem nord-westlichen Teil - dem Teil also, der die FMA überschob - auf den OAc, ohne daß Kontakte darüber Auskunft geben, ob er die OAc ursprünglich an seiner Basis führte oder ob diese erst durch die Überschiebung unter ihn gerieten. Ein nicht vollständig aufgeschlossener Kontakt an der Straße südlich Puligo zeigt, daß normal liegende, flach nach NW einfallende, wenig gestörte Schichten des CGS über etwas schichtkonkordant mit diesen einfallenden Mergeln, Schiefertönen und einer boudinierten Palombinobank liegen. Dies könnte auf die ursprüngliche Zugehörigkeit der OAc (oder von Teilen derselben) zum CGS als ein in dessen Liegendem zunächst abgelagertes Olisthostrom, auf dem der CGS dann vorglitt, hinweisen. Jedoch liegen die gleichen OAc wenige hundert Meter südöstlich von dieser Stelle unter einem invers nach SW einfallenden liegenden Faltenschenkel des CGS und einer invers nach SW einfallenden Schuppe der FMA I. Offensichtlich wurden die OAc vor dem vorwandernden CGS zusammengesoben. Dies spricht dafür, daß die OAc schon vor der Ankunft des CGS dort lagen, entweder weil sie nicht zum CGS gehören und möglicherweise aus einer anderen Richtung als dieser kamen, oder weil sie als olisthostromatische Vorläufer dem vorgleitenden CGS vorausgeeilt waren.

Bei der Annahme einer ursprünglich stratigrafischen Zugehörigkeit der OAc zum CGS kommt man zeitlich etwas in Bedrängnis: Da die Sedimentation des CGS mindestens bis in das untere Burdigal anhielt, kann diese Einheit, will man nicht eine Sedimentation auf der schon vorwandernden Einheit an-

nehmen, eigentlich erst danach abgesichert sein, die ersten Olisthostrome also erst nach dem unteren Burdigal entsendet haben. Da aber spätestens im höheren Burdigal eine Verzahnung von OAc und FMA erfolgte, bliebe bei einer größeren Allochthonie des CGS für das Vorwandern der Olisthostrome nur ein sehr kurzer, vielleicht zu kurzer Zeitraum übrig.

4.4.2.1.3. Herkunft der Olisthostromargille b, c

Zur Frage der Herkunft der Argille können aus der Sicht des Untersuchungsgebietes heraus nur spekulativ verschiedene Möglichkeiten aufgezählt werden: Im Falle der ursprünglichen Zugehörigkeit der Olisthostromargille a, b, c zum CGS wären sie aus SW gekommen.

Fast alle italienischen Autoren sind der Meinung, daß die Argille allochthon aus dem ligurischen Bereich und damit aus SW kamen. Mit der von REUTTER und SAMES (1964) entwickelten Hypothese eines emilianischen Faziesraumes wäre die Zugehörigkeit der OAc zu diesem sowie eine von SW abweichende Herkunftsrichtung möglich.

Die Verzahnung der OAc mit dem westlichen Rand der FMA II schließt eine Herkunft der Schlammströme aus östlichen Richtungen generell aus, da die OAc in diesem Falle erst das Gebiet der FMA hätten überqueren müssen, was sicher nicht spurlos vonstatten gegangen wäre.

Nach GOERLER und REUTTER (1968) "ist für die Schlammströme eine Bewegung quer zur Längsachse die Norm." Damit blieben, da die Längsachse des FMA-Troges etwas NW-SE verläuft, nur Herkunftsrichtungen aus N oder SW übrig. Es läßt sich dagegen einwenden, daß die Olisthostrome weiter im NW in das möglicherweise primäre Trogende der FMA hineingeflossen sein könnten. Ursprünglich aus SW (?) gekommen, wären sie dann, da sie wegen der nach NW aushebenden Trogachse ein östlich gerichtetes Gefälle vorfanden, ähnlich wie Trübströme um-

gelenkt, so daß für das Kartierungsgebiet auch Herkunftsrichtungen der Schlammströme aus NW möglich wären. LIPPARINI (1944) vermutete z.B. eine Herkunft der OAc aus NW. Die OAc seien an NW-SE steichenden Großstörungen abgerutscht und nach SE in das Gebiet von Firenzuola geglitten. Auf diese Frage wird in Kap. 5.3. noch einmal im Zusammenhang mit der Prato-Sillaro-Linie eingegangen werden.

Wie eingangs schon erwähnt wurde, ist es nicht ausgeschlossen, ja sogar wahrscheinlich, daß die OAc aus mehreren Olisthostromen, die von verschiedenen stratigrafischen Einheiten stammen, zusammengesetzt sind, die sich jedoch im Gelände nicht mehr trennen lassen. Ein Teil der OAc könnte von den im Liegenden der Cantiere-Monghidoro-Einheit befindlichen Cantiere-Argille (REUTTER 1966) stammen. Mit dem Namen "Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)" wurde von REUTTER (1966) eine allochthone Einheit bezeichnet, von der ein Teil etwa 15 km nördlich des Kartierungsgebietes den nördl. Rand des Beckens von Firenzuola bildet. Während die Cantiere-Monghidoro-Einheit von den italienischen Autoren als ligurisch angesehen wird, gehört sie nach REUTTER (1966) zum emilianischen Bereich. Gegen eine ausschließliche Zusammensetzung der OAc aus Cantiere-Argille spricht, daß diese u.a. durch einen ungleich höheren Gehalt an Ophiolithen und gemischten Ophiolithschutt-Sediment-Brekzien ausgezeichnet sind als die OAc.

Als weitere Möglichkeit böte sich eine Zugehörigkeit der OAc oder von Teilen davon zu einer von REUTTER (1966) und von STRUENSEE (1967) als Hangendolisthostrom bezeichneten Argille an, die weiter im NW das stratigrafische Hangende der Modino-Cervarola-Einheit bildet und die Sedimentation der wahrscheinlich die nordwestlichen Ausläufer der FMA I bildenden Suviana-Serie beendet.

4.4.2.2. Die Olisthostromargille von Polcanto (OAP)

Die OAP bilden das Liegende des Cervarola-Sandsteins Typ Mugello-Süd (CMS), mit dem sie durch stratigrafische Kontakte verbunden sind. Wegen ihrer Zusammensetzung und ihrer Olisthostromen an der Basis der Modino-Cervarola-Einheit im Modeneser Apennin vergleichbaren Stellung werden sie als ein Äquivalent derselben aufgefaßt und in Bezug auf ihre Herkunft als emilianisch eingestuft. Für die Begründung dieser Einstufung sei auf das Kap. 5.2. verwiesen, wo die Stellung der OAP in anderem Zusammenhang noch einmal erörtert wird.

4.4.3. Die Gleitdecken

4.4.3.1. Die Gleitdecke der Tavaiano-Argille (TA)

Auf den beiden Cervarola-Sandsteinen liegen im W des Gebietes die TA, die ihrerseits von der Morello-Senario-Gruppe (MSG) überfahren wurden. Die Kontakte zu beiden Sandsteinen sind nicht aufgeschlossen, aber mit Sicherheit tektonisch. Die TA stellen eine erst nach dem Zusammenschub der Cervarola-Einheit auf diese überschobene Gleitdecke dar.

Scharfe Kontakte zwischen TA und der auflagernden MSG sind wegen der überwiegend tonigen Zusammensetzung beider Serien und der daraus resultierenden Neigung zur Bildung von Bergschlipfen nicht zu beobachten. Wenn die TA auch generell unter der sie überschiebenden MSG liegen, scheinen sie doch im Bereich des M. Calvi lokal auf eine Gleitklippe von Morello-Alberese randlich aufgeglitten zu sein. (Profil N-N')

Herkunft und Zuordnung der TA zu einer größeren tektonischen Einheit sind ungewiß. Aufgrund ihrer Zusammensetzung bietet sich eine Zugehörigkeit zu den Basisargille der Cantiere-Monghidoro-Einheit nördlich des Futa-Passes an.

4.4.3.2. Die Gleitdecke der Morello-Senario-Gruppe (MSG)

Die MSG bildet die höchste allochthone Einheit des Untersuchungsgebietes, die nach dem Zusammenschub der Cervarola-

Einheit und der darauf folgenden Überschiebung der Tavano-Argille diese beiden Komplexe überfuhr.

Auf die intensive Zerschörung, Stauchung, engräumige Verfaltung oder auch vollständige Chaotisierung der den Hauptteil der Gleitdecke ausmachenden, vorwiegend tonigen, durch einen raschen Wechsel von dünnbankigen kompetenten und inkompetenten Schichten gekennzeichneten Serien, wurde bereits hingewiesen. Wegen der schlechten Aufschlüsse war es nicht möglich, diese verwirrende Lagerung auch nur annähernd zu entschlüsseln. Der (sehr subjektive) Geländeeindruck sprach jedoch dafür, daß bei noch nicht vollständig zerstörtem Verband bei gefalteten Partien vorwiegend NE-Vergenzen vorherrschen, ohne daß dies im Einzelnen nachprüfbar war.

Die in der MSG enthaltenen großen Gleitschollen zeigen ein sehr uneinheitliches tektonisches Bild. Die Schichten des Gesamtvorkommens der M. Morello-Scholle, von dem der in dieser Arbeit geologisch aufgenommene Teil nur einen kleinen, randlichen Abschnitt darstellt, fallen westlich des Untersuchungsgebietes vorwiegend nach W ein. Die gesamte Schichtfolge wurde dabei, wie aus der Arbeit von TORRE (op.cit. SESTINI 1959) und aus der geologischen Karte 1:100 000 zu entnehmen ist, in mindestens zwei große, flach liegende, E-vergente Synklinalen gefaltet. Die kartierten Ausläufer der Scholle gehören dem Liegendflügel der östlichen dieser beiden Synklinalen an. Das vorherrschend flache Einfallen der Scholle nach W ist in der westlichen Flanke des Carzates zu sehen. Im Bereich der Aufschiebung der MSG auf den CMS schwenkt das Streichen jedoch in die allgemeine apenninische Richtung um und die Schichten fallen mit 10° - 30° normal nach SW.

Während des Vorgleitens der MSG kam es zum Zerbrechen der Morello-Alberese-Platte und zur Ablösung kleinerer Gleitschollen und Klippen, die z.B. die Berge La Calvanella (G,H,23), Poggio Ucellini (C 21) oder auch den M. Calvi (D 5) aufbauen, der eine Gleitscholle darstellt, die sich von der

eigenen Unterlage löste und selbständig vorgleitend noch Teile der Tavaiano-Argille und ein Stück der südlichsten Schuppe (Hangendschuppe) des CSF überfuhr.

Das Streichen der Gleitscholle des Senario-Sandsteines ist an die apenninische Streichrichtung des Cervarola-Sandsteins (CMS) angeglichen. Große, durch weiche Geländeoberflächenformen gekennzeichnete Gebiete mit vollständig aufgelöstem Schichtverband begleiten den Senario-Sandstein randlich. An seiner Nordseite handelt es sich dabei wegen des in diesen Gebieten teilweise noch erhaltenen Schichtverbandes nicht ausschließlich um sekundär angelegte Schuttfächer sondern z.T. auch um die während des Transportes aufgelösten randlichen Partien der Senario-Gleitscholle, die der intakt gebliebene Teil vor sich herschob. In seinem NW-Teil ist der Senario-Sandstein vollständig zu einem Blockfeld aufgelöst.

Der innere Aufbau der noch intakten Scholle ist wegen der schlechten Aufschlüsse (tiefgründig verwittert) nicht sicher zu ermitteln. Die Morphologie sowie die wenigen erhältlichen Meßwerte sprechen dafür, daß die Schichten vorwiegend zwischen 20° und 40° normal nach in südwestliche Richtungen einfallen. Die Schichtfolge ist jedoch zumindest teilweise verfaltet und verschuppt, so etwa im Tal des Fso. Polcanto, wo sich (v. SW nach NE) an eine schwach NE-vergente Antiklinale (B-Achse 320/20) eine NE-vergente Synklinale mit teilweise leicht überkipptem Südflügel (B-Achse $\pm 315/25$) anschließt. In beiden Strukturen erfolgten etwa in der Faltenachsebene Aufschiebungen des jeweils südlichen Flügels über den nördlichen (Profil B-B').

4.5. Die Störungen

Prinzipiell lassen sich im Untersuchungsgebiet zwei Hauptgruppen von Störungen unterscheiden, die genetisch und zeitlich verschiedenen Vorgängen zuzuordnen sind:

1. Synparoxysmale Störungen, wie die schon beschriebenen Auf- und Überschiebungen und die genetisch mit der Faltung verbundenen, infolge der Längung in der B-Achse entstandenen (z.T. diagonalen) Seitenverschiebungen.
2. Die durch postparoxysmale Bruchschollentektonik entstandenen Abschiebungen, die Ausdruck einer bei der Heraushebung des Gebirges erfolgten Dehnung sind. Diese Störungen lassen sich noch unterteilen in quer zu den Faltenstrukturen überwiegend NNW-SSE oder NNE-SSW streichende Querstörungen und parallel zu den Faltenachsen verlaufende Längsstörungen.

Zwei NNW-SSE streichende diagonale Seitenverschiebungen befinden sich im Bereich der FMA II, eine im Vacchile-Tal und eine im Tal von Pratelle nach Osteto. Die von den Störungen durchschnittenen Fellone-Antiklinale zeigt beiderseits der Störungen einen etwas unterschiedlichen Bau. Der Horizontalversatz an der Stirnseite der Antiklinale ist jedoch gering. Er liegt in der Größenordnung von 100 m. Weitere, z.T. schaarweise auftretende Seitenverschiebungen mit Versatzbeträgen bis etwa 100 m liegen im Südrand (Trebbio-Synklinale) des CMS.

Eine weitere jedoch nicht diagonale, sondern in der a-c-Ebene verlaufende Seitenverschiebung befindet sich bei Puligno (K 2) im Bereich des CGS. Hier stoßen an einer 40° streichenden Störung der überkippte Liegend- und der normalliegende Hangendflügel der Giogo-Vecchione-Antiklinale im Faltenstreichen nach NW gegen unverfalteten CGS. Die Störung setzt sich nach SW noch etwa 300-500 m in den normalliegenden Hangendflügel fort. Danach gehen die Schichten des Hangendflügels und des im Schichtstreichen nordwestlich gelegenen unverfalteten Teils bruchlos ineinander über. Diese Störung dürfte dadurch entstanden sein, daß sich beim Vorrücken des CGS an seiner Vorderseite nur partiell eine Stirnfalte ausbildete, so daß längs einer etwa in ac verlaufenden Fläche Bewegungen des sich verfaltenden, zurückbleibenden Teils gegenüber dem unverfalteten Teil erfolgten.

Die Querstörungen sind zusammen mit den nicht einem übergeordnetem System einzugliedernden übrigen Abschiebungen die häufigsten Störungen im Untersuchungsgebiet. Sie weisen im allgemeinen nur geringe meist nicht genau festlegbare Versatzbeträge zwischen einigen Metern und einigen Zehnern von Metern auf. Das auffällige zweimalige Umschwenken des Scisti Varicolori-Streifens der Baccacchio-Creta-Schuppe in die NNW-SSE-Richtung wird z.B. durch Abschiebungen verursacht. Diese Abschiebungen bewirkten eine Zerlegung der Schuppe in drei nach W verkippte Schollen. Während im westlichen Gebiet zwischen Poggio al Pozzo und Ponzalla das Umschwenken der SV durch das Zusammenwirken mehrerer, im einzelnen nicht genau auskartierbarer Abschiebungen mit Versatzbeträgen zwischen 50 und 100 m zustande kam, dürfte es im östlichen Teil durch eine einzige, etwa im Fso. della Rocca verlaufende Störung verursacht sein. Daß diese Störung sich in CGS und FMA I hinein fortsetzt, zeigt, daß sie nach Ablauf der Überschiebungen angelegt wurde. Der Versatz dieser Störung liegt im südlichen Teil bei etwa 200 m. Im nördlichen, in der FMA gelegenen Teil ist der Versatz nicht festzustellen, vermutlich jedoch kleiner. An zahlreichen Abschiebungen im Südteil der Morello-Alberese-Scholle des M. Calvi kann man sehen, daß sie recht jung sind, da sie das Plio-Pleistozän des Mugello-Beckens noch mitversetzten.

Längsstörungen ließen sich nur im Bereich von FMA u. CGS beobachten. Sie sind an Faltenstrukturen gebunden und laufen den Faltenachsen parallel. Eine schon beschriebene Längsstörung verläuft im Nordteil der La Serra-Synklinale und weist Versatzbeträge bis 300 m auf. Diese große Störung wird begleitet von mehreren zu ihr parallel streichenden kleineren Abschiebungen, die mehr im Zentrum der Synklinale liegen (bei Lame und südlich Isola). Eine kleinere Längsstörung befindet sich im Südflügel der Fellone-Antiklinale östlich des Vacchile-Tals. Ihr Versatzbetrag ließ sich wegen der Gleichartigkeit des Gesteins nicht genau bestimmen, ist aber

mit Sicherheit wesentlich geringer (max. 50 m). Sowohl bei dieser als auch bei der Störung in der Serra-Synklinale nimmt der Versatz von SE nach NW zu. Bei beiden Störungen wurde der südliche Teil relativ nach unten versetzt. Eine weitere Längsstörung, bei der diesmal der nördliche Teil relativ nach unten versetzt wurde, verläuft innerhalb des überkippten Südflügels der Altuzzo-Synklinale vom M. Altuzzo über Monticelli und versetzt FMA I gegen Olisthostromargille c.

Eine weitere Längsstörung, deren Charakter nicht genau zu ermitteln war, trennt den überkippten Südflügel der Trebbio-Synklinale vom normalliegenden Nordflügel.

4.6. Ablauf der Bewegungen

Auf erste, synsedimentäre Bewegungen im tieferen Oligozän weisen die Olisthostromargille von Polcanto im Liegenden des CMS hin sowie auch die Olisthostromargille – falls jene zur Basis der FMA gehören. Auch die Ausbildung der Trebbio-Synklinale deutet auf eine synsedimentäre bereits im Oligozän einsetzende Aufbiegung des internen Cervarola-Trogandes. Wie die in die FMA eingelagerten OAb zeigen, kamen mit Sicherheit vom mittleren Burdigal an Olisthostrome im Untersuchungsgebiet zum Absatz. Diese synsedimentären tektonischen Vorgänge nahmen in das höhere Burdigal hinein noch zu und behielten, wie die sedimentäre Verzahnung der OAc mit den höheren Teilen der FMA (FMA II) beweist mindestens bis in das Helvet. Die Überschiebung des CGS auf FMA und deren Verfallung fallen vermutlich mit der in großen Teilen des Nordapennins beobachtbaren Torton-Phase zusammen. Es läßt sich aus dem Gebiet heraus jedoch nicht sagen, ob die räumliche Abfolge der tektonischen Einheiten des Gebietes auch einer zeitlichen Abfolge der Überschiebungen entspricht, d.h. ob die Überschiebungen nacheinander erfolgten oder ob z.B. erst der Cervarola-Sandstein auf den CGS geschoben wurde und beide Einheiten dann gemeinsam

vorwanderten. Dieser Vorgang wäre möglich, da die Verfaltung des Cervarola-Sandsteins nordwestlich des Kartierungsgebietes schon im Helvet erfolgte (HEYMANN, 1968). Die Überschiebung der Tavaiano-Argille über den Cervarola-Komplex kann erst nach dessen Zusammenschub und Verschuppung erfolgt sein, da die Tavaiano-Argille und die nachfolgend auf diese überschobenen Morello-Senario-Gruppe die Schuppen des Cervarola-Sandsteines Typ Futa diskordant überlagern.

Die ligurische Morello-Senario-Gruppe kann sich, will man nicht eine Sedimentation auf der bereits vorwandernden Einheit annehmen, erst im höheren Oligozän von ihrem Ursprungsgebiet gelöst haben, da in dieser Einheit noch im Oligozän sedimentiert wurde (Senario-Sandstein).

Die Heraushebung des Gebirges über Meeresniveau muß, wie die diskordant ^{mit}seditär auf dem schon anerodierten tektonischen Einheiten auflagernden oberpliozänen fluviolakustrischen Sedimente des Mugello-Beckens beweisen, spätestens im tieferen Pliozän erfolgt sein.

Wie Verebnungsniveaus in 1000 m und 650 m Höhe sowie die Verkippung der pliopleistozänen Sedimente (Bis 40°) und ihr Versatz an Abschiebungen zeigen, hielt die mit einer intensiven Bruchtektonik einhergehende, nicht kontinuierliche Heraushebung des Gebirges bis in die Gegenwart an.

5. Bedeutung der Ergebnisse für die regionale Geologie des Apennins

5.1. Zur Frage der Existenz und Stellung des Cervarola- Troges:

Die stratigrafische und tektonische Stellung des Cervarola-Sansteines ist, wie in den vorangegangenen Kapiteln bereits mehrfach erwähnt wurde (s. dazu besonders Kap. 3.5.1.)

- von zentraler Bedeutung für die einzelnen Konzepte zum Bauplan des Nordapennins und ist demgemäß sehr umstritten. Es seien deshalb zunächst noch einmal kurz die drei wichtigsten Hypothesen zur Stellung der Modino-Cervarola-Einheit aufgeführt:

- 1) "Florentiner Schule" (MERLA, BORTOLOTTI u.a.): Generell Autochthonie mit lokalen Überschiebungen und geringen Schubweiten. Kontinuierliches Wandern der Hauptsenkungsachse des toskanischen Troges nach NE und dabei Ablagerung des CS vorwiegend im Hangenden des Macigno, jedoch auch laterale Übergänge zu diesem im Bereich des Mugello-M.Falterona - Gebietes.
- 2) "Pisaner Schule" (s. BALDACCI u.a. 1967): Allochthonie, Ablagerung des CS auf dem Macigno auf dessen Externseite¹⁾ sowie extern davon auf dem autochthonen Mesozoikum der Apuaner Alpen. Anschließend Abscheren der Modino-Cervarola-Einheit im Niveau der Scisti Varicolori und Überschiebung bis an den Rand der Umbro-Markiden.
- 3) "Berliner Schule" (REUTTER u.a.) Parautochthonie. Ablagerung des CS ("Modino-Cervarola-Einheit, Emilianiden I") heterop zum Macigno in einem Trog des Emilianikums, das dem Toskanikum extern vorgelagert und von jenem sowie vom extern vom Emilianikum gelegenen Umbro-Markiden-Trog durch je eine Schwelle getrennt (s. Abb.1) war. Das Emilianikum soll sich nach SE zunehmend verschmälert und im Raume des Bolsena-Sees sein primäres Ende gefunden haben, wobei wegen der gleichzeitigen Verflachung des Troges und der trennenden Schwellen für den umbrischen Bereich auch laterale Übergänge des CS zu den Gesteinen der Toskaniden und Umbromarkiden für möglich gehalten werden. Im Verlaufe der Tektogenese erfolgte eine Auf- und Überschiebung der Emilianiden I nach NE auf die Umbromarkiden und nach SW auf den toskanischen Macigno, jedoch mit gegenüber Hypothese 2) wesentlich reduzierten Schubweiten.

1) Die im folgenden noch mehrfach benutzten Bezeichnungen "extern" und "intern" beziehen sich bei extern auf das nord-östlich und bei intern auf das südwestlich des jeweiligen Bezugsraumes der Geosynklinale gelegene Gebiet.

Die Ablagerung des CS direkt a u f dem Macigno, wie sie von den Hypothesen 1) und 2) gefordert wird, muß nach den Arbeiten von GÜNTHER (1966), HEYMANN (1968), v. STRUENSEE (1967), REUTTER (1968) und besonders RENTZ (1971) aus stratigrafischen Gründen zumindest für die nordwestlichen Teile des Apennins (Modeneser Apennin) ausgeschlossen werden, da zum einen die Sedimentation des Macigno vermutlich noch bis in das U.-Miozän anhielt und zum anderen der vorwiegend im Oligozän sedimentierte CS stratigrafisch mit einer Unterlage verbunden ist, deren Schichtfolge bis in die O-Kreide hinabreicht.

Sollten sich die Altersbestimmungen aus dem Dach des Macigno des Modeneser Apennins (AMADESI 1967, REUTTER 1966, 1969) auch in die Macigno-Teile südlich von Florenz übertragen lassen (genauere Untersuchungen stehen noch aus), so wäre zumindest die vertikale Abfolge auch hier ausgeschlossen, da die Hangendpartien des Macigno im Modeneser Apennin bis in das Aquitan hinaufreichen, während die Sedimentation des CMS des Mugello nachgewiesenermaßen in das Oligozän hinabreicht (s. Kap. 3.5.3.2.).

Für die Sedimentation des CS in einem durch eine Schwelle vom Macigno getrennten Gebiet spricht im Untersuchungsgebiet die Tatsache, daß die Turbiditbänke des CMS nach S hin z.T. auskeilen. D.h. die A b n a h m e der Mächtigkeit der Turbidite erfolgt genau in der Richtung, in der sich bei einem lateralen Übergang die weitaus grobkörnigere, durch mächtige Turbidite und ein deutliches Überwiegen der sandigen Komponente ausgezeichnete Serie des Macigno befunden haben mußte und zu der hin bei einem lateralen Übergang eigentlich eine Mächtigkeitszunahme zu erwarten wäre. Zudem weisen die OAP an der Basis des CMS eine analoge Zusammensetzung und Position zu denjenigen Olisthostromen auf, die sich im Modeneser Apennin an der Basis der Modino-Cervarola-Einheit befinden. Die OAP lassen sich deshalb wohl besser als einem emilianischen Faziesraum entstammend und dort vermutlich

von einer Toskanikum und Emilianikum trennenden Schwelle nach NE abgeglitten deuten, da sie - wie aus ihrer Lage an der Basis des CMS hervorgeht - bereits im tieferen Oligozän als Olisthostrom zum Absatz gekommen sein müssen. Zu dieser Zeit wurde aber im Toskanikum noch sedimentiert und ebenso in den Liguriden I (Senario-Sandstein). Als aus dem ligurischen Raume gekommene Schlammströme gedeutet (Florentiner u. Pisaner Schule), hätten die OAP dann zunächst die externen Liguriden - bei einer Deutung der Morello-Senario-Gruppe als externste Liguriden - und das Toskanikum überquert haben müssen, ohne dort eine Spur zu hinterlassen. (Olisthostrome mit den OAP vergleichbarer Zusammensetzung finden sich im toskanischen Macigno erst in dessen hangendsten Partien im O-Oligozän/U-Miozän, GÜNTHER 1966, RENTZ 1971).

Die reduzierte Mächtigkeit der OAP im Vergleich zur Mächtigkeit der im Modeneser Apennin in die MCE eingelagerten Olisthostrome könnte dabei einen Hinweis darauf geben, daß sich die von REUTTER (1968) angenommene allmähliche Verflachung der Schwelle zwischen Toskanikum und Emilianikum bereits in dem Teil des Troges vollzog, aus dem der heute im Mugello anstehende Cervarola Sandstein stammt.

5.2. Zur Faziesdifferenziation im Cervarola-Trog und zur stratigrafischen und tektonischen Stellung von CMS, CGS, CSF und FMA zueinander:
=====

Unter der Annahme eines eigenen, vom toskanischen Sedimentationsraum durch eine Schwelle getrennten emilianischen Cervarola-Troges läßt sich aus dem Untersuchungsgebiet heraus folgendes zur Faziesentwicklung in diesem Trog sagen:

Spätestens nachdem von einer Schwelle aus Schlammstromvorstöße nach NE erfolgt waren, die möglicherweise die Sedimentation der Scisti Varicolori in diesem Gebiet beendeten¹⁾ setzte am internen Rand des Cervarola-Troges im vermutlich tieferen (?) Oligozän²⁾ die Flyschsedimentation der vorwiegend mergelig-siltigen, nur von dünnbankigen Turbiditen unterbrochenen Folge der CMS ein. Zur gleichen Zeit wurden extern davon noch die fast rein pelitischen Scisti Varicolori sedimentiert. Erst im höheren Aquitan wurde deren Sedimentation dann von der im Gegensatz zum CMS ein deutlich höheres Sandstein-Mergel-Verhältnis aufweisenden Flyschsedimentation des CSF abgelöst. Es läßt sich also im Cervarola-Sandstein des Untersuchungsgebietes insgesamt quer zum Trogstreichen eine fazielle Differenziation von einer internen randlichen, stark siltigen (CMS) zu einer stärker sandigen Serie (CSF) sowie ein allmähliches Vorwandern nach NE der turbiditischen Fazies überhaupt feststellen.

Die Mächtigkeit des CSF ist dabei im Vergleich zum CMS (>1400m) mit 400 m auffallend gering, was sicherlich z.T. seinen Grund im späteren Einsetzen der Sedimentation hat. Jedoch ist auch der Mächtigkeitsunterschied der CMS zum im Streichen nordwestlich anschließenden Cervarola-Sandstein s.str. (>2000 m, HEMMER 1966) nicht unbeträchtlich, wobei besonders auffällig ist, daß der überwiegend mergelige CMS nach NW auf eine völlig andere Faziesausbildung zustreicht (s.Abb.51):

1) Es ist nicht bekannt, wovon der Untergrund unter den OAP gebildet wird.

2) Der Beginn der Sedimentation ließ sich mangels besserer Faunen nicht exakter als Oligozän festlegen, jedoch spricht der überwiegend pelitische Charakter der Serie für eine geringe Sedimentationsrate, so daß bei einer Mächtigkeit von mehr als 1400 m und einem Auftreten der höheren Aquitan anzeigenden Globigerinoides-Formen erst im oberen Drittel der Serie damit gerechnet werden kann, daß der Sedimentationsbeginn bis in das tiefere Oligozän zurückreicht.

Stratigraphische Reichweiten der oligo- miozänen Serien des Arbeitsgebietes

Chronostratigr. Einheiten		Biozonen	Sedimentationsraum			
		(Nach BOLL 1957 BLOW 1959 v. REISS G. VIRTZMANN 1964)	Umbromarken	Übergangsbereich(?)	Cervarola - Trog	Ligunden (Morello - Senario - Gruppe)
MIOZÄN	ober	Messiniano	Globuloides			
	mittel	Torton	S. sammulini			
		Helvet	Gl. menardi			
	unter	Burdigal	Gl. meyeri			
			Gl. lobata robusta	FMA II		
			Gl. lobata lobata	Sambucheta - Mergel		
			Gl. foehri foehri		Castel Guernino	
	unter	Aquitan	Gl. bersanensis	FMA I	Sandstein CGS	
			Gl. foehri insueta			CSF
			Gl. foehri stansforthi			Typ Fula
			Gl. foehri dissimilis			Orbulina suturalis
			Gl. rugosus			
			Gl. ouachiti opertolensis			Cervarola Sandst.
OLIGOZÄN	Chatt					
	Lattorf Ruper	G. selli				
EOZÄN		G. gortanii				
	Auners Barton					

Abb. 47



Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'Appennino settentrionale. 1: supotono metamorfico toscano; 2: serie calcarea mesozoica della falda toscana; 3: formazioni arenacee oligoceniche; 4: formazioni arenacee del Miocene medio; 5: coltre allotica della falda toscana; 6: sedimenti pliocenico-quadernari marini e continentali; 7: fronte della falda toscana; 8: fronte di sovravallata na ligure; 9: sedimenti pliocenico-quadernari marini e continentali; 10: linee di dislocazione trasversale; 11: assi di anticlinali pleioceniche sovrallate; 12: assi di anticlinali pleioceniche sovrallate; 13: rinvascamenti verso SE nella coltre allotica ligure.

Abb. 48 Karte v. GHELARDONI (1965) zum Verlauf von Transversalstörungen im N-Appennin (Schwarz: Prato-Sillaro-Linie)

Der CS s.str. bildet schon wenige Kilometer von der Westgrenze des Untersuchungsgebietes ab im Streichen nach NW eine - wie aus den Arbeiten von HEMMER (1966, 1971) v.STRUEN-SEE (1967), HEYMANN (1968) hervorgeht - mehr als 2000 m mächtige überwiegend aus Turbiditen aufgebaute Folge mit bis zu mehreren Metern mächtig werdenden Turbiditbänken sowie feinkonglomeratischen Einschaltungen. Die Folge zeigt im Gegensatz zum Mugello-Gebiet offenbar keine starke laterale Faziesdifferenziation quer zur Trogachse. Dabei ist es zunächst einmal nicht sicher und konnte im Rahmen dieser Arbeit auch nicht geklärt werden, ob der CMS primär im direkten Streichen des CS s.str.liegt, also ein lateraler sedimentärer Übergang und ein primär im Trogstreichen angelegter Fazieswechsel vorliegt. Das auffällige Vorspringen des Südrandes der Modino-Cervarola-Einheit nahezu rechtwinklig zum Trogstreichen (s. Abb.51) um etwa 15 km nach NE, die gleichzeitige Verschmälerung der Ausstrichbreite der Einheit von etwa 20 km im unmittelbar nordwestlich anschließenden Gebiet auf max. 12 km, das Fehlen einer streichenden Fortsetzung der Aufbiegung des CMS-Südrandes in den CS s. str. hinein, sowie die ausgeprägte Schuppentektonik des Mugello-Gebietes machen es wahrscheinlich, daß der CMS nach NE versetzt wurde, so daß heute aus tektonischen Gründen zwei faziell unterschiedliche Teile des Cervarola-Sandsteines aufeinander zustreichen. Ein Indiz dafür, daß unter CMS und Morello-Senario-Gruppe (MSG) weitere, zugeschobene, in Fazies und möglicherweise auch Mächtigkeit dem CS s.str. entsprechende Teile der Cervarola-Einheit liegen könnten, liefern bei Fiesole (nördl. von Florenz, etwa 10 km südlich des Arbeitsgebietes) anstehende, z.T. recht dickbankige, turbiditische Sandsteine, die in einer flachen Antiklinale unter der Gleitdecke der MSG zum Vorschein kommen. Schlammproben daraus erbrachten leider keine Faunen. Nach der geologischen Karte, 1 : 100 000, Blatt Florenz (1967) handelt es sich um Macigno. Dies erscheint jedoch fraglich, da zum einen die große liegende Falte der Toskaniden, die sonst im N-Apennin stets die

Nordbegrenzung der Macigno-Vorkommen bildet (M.Orsaro-M.Cetona-Struktur), südlich von Florenz vorbeistreicht (M.Albano) und zum anderen die Fiesole-Antiklinale genau im Streichen des CS s.str. liegt.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage nach der Stellung des CGS zur Cervarola-Einheit und zur FMA. Aus dem Untersuchungsgebiet heraus - dies sei vorausgeschickt - ließen sich diese Verhältnisse nicht eindeutig klären. Sicher ist nur - wie bereits im tektonischen und stratigrafischen Teil angeführt - daß der CGS als tektonisch selbständiger Komplex reagierte, der die FMA nach NE überschob und auf den seinerseits von SW her der CSF aufgeschoben wurde. Mit seinem Alter zwischen höherem Aquitan und tieferem bis mittleren Burdigal (s. Abb.47) ist er gleichartig mit den höheren Teilen der FMA und größtenteils wenn nicht vollständig (s.u.) jünger als der CSF. Aus dem letzten Grunde könnte er das im Verlaufe einer allmählichen Verlagerung der Trogachse des Cervarola-Troges nach NE abgelagerte stratigrafische Hangende des CSF darstellen. Dies böte auch eine einfache Erklärung für die auffallend geringe Mächtigkeit des CSF (400 m) gegenüber dem im Streichen nordwestlich anschließenden CS s.str. (üb. 2000 m). Jenem gegenüber kämen CSF und CGS zusammen dann immerhin auf mindestens 1300 m. Der CGS müßte dann jedoch nach seiner Ablagerung zunächst unabhängig vom CSF abgesichert und nach NE bewegt worden sein, da der CSF - der ja in diesem Falle das Liegende des CGS gewesen wäre - anders schwerlich auf ihn hätte aufgeschoben werden können. Dieses Abscheren könnte dadurch ermöglicht worden sein, daß zwischen CSF und CGS ein als Abscherhorizont fungierendes Olisthostrom eingeschaltet war: Aufschlüsse bei Puligno (K2) lassen es wie erwähnt (Kap. 4.2.1.2.) möglich scheinen, daß der CGS stratigrafisch mit seiner Basis verbundene "Argille" (Teile der "Olisthostromargille c") führte.

Falls es sich bei den in den Hangenpartien des CSF gefundenen fraglichen Orbulinen (s. Kap. 2.5.2.2.) um echte Orbulinen handelt, kann der CGS zumindest nicht direkt im Hangenden des CSF abgelagert worden sein, da seine basalen Teile dann älter (Aquitane) als die hangenden des CSF (Burdigal) wären. Der CGS könnte dann entweder die externe Fazies des Cervarola-Troges selbst darstellen oder aber auch in einem schmalen Sondertrog zwischen FMA und CSF sedimentiert worden sein, bei möglichen lateralen Übergängen zu beiden Sandsteinen.

Von FREY (1969) wird der im Casentino in vergleichbarer tektonischer Position zwischen Cervarola-Sandstein und FMA liegende und deshalb vermutlich mit dem CGS zu parallelschiefernde "Mandrioli-Sandstein" als im Verlaufe einer langsam nach NE wandernden Trogachse im Hangenden des Cervarola-Sandsteines ("M.Falterona - Sandst."), aber auch extern davon abgelagert, betrachtet. Als Bindeglied zur "Umbro-romagnolischen Fazies" sollen auf seinen älteren Teilen die älteren, dort vorwiegend mergeligen Teile ("Marecchia-Serie") der FMA zum Absatz gekommen sein, während in den höheren Teilen auch laterale Übergänge zwischen FMA und Mandrioli-Sandstein bestanden haben sollen. Auf der geologischen Karte 1 : 100 000, Vergato (1970), wird der CGS (dort als "mc3 - Macigno B - Macigno del Mugello" bezeichnet) als das stratigraphische Hangende des CSF aufgefaßt aber - was allein schon aus Altersgründen auszuschließen ist - mit dem CMS und dem Cervarola-Sandstein s.str. nordwestlich des Mugello-Beckens gleichgesetzt.

Eine sedimentäre Auflagerung der tieferen Teile der FMA direkt auf dem CGS ist im Untersuchungsgebiet - selbst wenn die Lagerung im Gelände bisweilen (etwa b.Barco oder bei Cerreto, s. Profile K-K' u. L-L') eine solche Abfolge suggeriert - auszuschließen, da der tiefere Teil der FMA (Levisone-Mergel) noch bis in das Oligozän hinab - und die hangenden Partien des CGS bis in das Burdigal hinauf reichen. Aus diesem Grunde wären allenfalls laterale Übergänge des CGS zu höheren Teilen der FMA möglich.

Weiterhin läßt sich aus der Altersbestimmung ableiten, daß die Sedimentation von Cervarola-Sandstein und FMA nicht durch einfaches Wandern der Hauptsenkungsachse eines Troges

einander ablöste, sondern daß beide zunächst in verschiedenen Bereichen ohne laterale Übergänge abgelagert worden sein müssen, da die turbiditische Sedimentation der internen Teile der Cervarola-Einheit (CMS) und der FMA (Levisone-Mergel) bereits im Oligozän einsetzte, d.h. zu einer Zeit, als zwischen beiden Sedimentationsräumen noch eine Zone mit einer rein-pelitischen Sedimentation (Scisti Varicolori) lag, die erst im höheren Aquitan von der turbiditischen Sedimentation (CSF) erfaßt wurde.

5.3. Die Bedeutung der Faziesdifferentiationen des Untersuchungsgebietes für die Existenz eines quer zum Trogstreichen verlaufenden Lineamentes (Prato-Sillaro-
"Linie")
=====

Viele der zuvor abgehandelten geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes, insbesondere die Faziesdifferentiationen der Cervarola-Einheit, lassen sich mit einem quer zum Gebirgssstreichen verlaufenden, frühzeitig, noch im Geosynklinalstadium angelegten Lineament in Zusammenhang bringen. Dazu zunächst folgendes:

Der N-Apennin wird von mehreren quer, z.T. senkrecht zum Streichen des Gebirges und der Hauptfaltungssachse SW-NE streichenden Großstörungen geschnitten. Einige davon treten bereits im geologischen Kartenbild deutlich hervor und sind als solche auch schon lange erkannt und nachgewiesen (etwa die "Zone Sestri-Voltaggio" im Ligurischen Apennin), während die Existenz anderer, im äußeren geologischen Bild weniger deutlich markierter Querstörungen, bisher vorwiegend aus geophysikalischen Ergebnissen (etwa lineare Häufung von Erdbebenherden) abgeleitet wurde. (s. dazu z.B. PASSERINI 1961, GHELARDONI 1965). Auf die Existenz von großen Transversalstörungen wurde zwar spätestens seit den 30er Jahren dieses Jahrhunderts in verschiedenen Arbeiten gelegentlich aufmerksam gemacht, (etwa, ohne Anspruch auf Vollständigkeit, SACCO 1935, SIGNORINI 1935, LIPPARINI 1944, WIENMAYER 1951, RICHTER 1963), die Bedeutung der in ihrer Anlage

z.T. offenbar weit in die Frühstadien der Geosynklinalentwicklung zurückweisenden Lineamente für den Bau und die Entwicklungsgeschichte des Nordapennins fand unter diesem Aspekt jedoch erst in den letzten Jahren etwas Beachtung. Dementsprechend gibt es - gemessen an der mutmaßlich weit über den Nordapennin hinausweisenden prinzipiellen Bedeutung derartiger Störungszonen für die Genese von Geosynklingen überhaupt - bisher nur sehr wenig Arbeiten, die sich mit diesen Störungen befassen, und auch dies z.T. nur in sehr unbestimmtem spekulativem Rahmen oder auch in einem allgemeineren Zusammenhang.

Zu nennen wären hier zusätzlich zu den oben angeführten etwa die Arbeiten von MALARODA & RAIMONDI (1957), ELTER (1960), BONI (1961, 1963), PASSERINI (1961), GÖRLER & IBBEKEN (1964), GHELARDONI (1965), BORTOLOTTI (1966), BOCCALETTI & GUAZZONE (1968, 1970), DALLAN NARDI et. al (1971).

BORTOLOTTI und BOCCALETTI & GUAZZONE sehen die Transversalstörungen in Zusammenhang mit einer bereits von WUNDERLICH (1965 a, b) postulierten Rotation des N-Apennin - Systems gegen den Uhrzeigersinn. Dabei sollen an den Transversalstörungen die horizontalen Verschiebungen der einzelnen Teilstücke des Apennin-Bogens erfolgt sein.

Eine der bedeutendsten und auch im geologischen Kartenbild deutlich in Erscheinung tretende (z.B. Westrand der FMA) Transversalstörungszone quert den Westrand des Untersuchungsgebietes bzw. die unmittelbar westlich daran anschließenden Areale. Sie wird in der Literatur unter dem Namen "Sillaro-Störung" (SIGNORINI 1935, WIEDENMAYER 1951, GHELARDONI 1965) erwähnt. Die Benennung richtet sich nach dem zur Poebene fließenden Sillaro-Fluß, durch dessen Tal der nordöstliche Teil dieser Linie verläuft.

Nach BORTOLOTTI (1965) läßt sich diese von ihm "Livorno-Sillaro-Linie" genannte Störung bis in den Raum von Livorno verfolgen. Sie besteht nach ihm aus zwei Teilstücken, einer "Livorno-Pistoia-" und einer etwas nach E versetzten "Prato-Sillaro-Linie". Das von BORTOLOTTI angeführte etwa rechtwinklige Umknicken der Linie zwischen Pistoia und Prato in die WNW-ESE-Richtung läßt zumindest

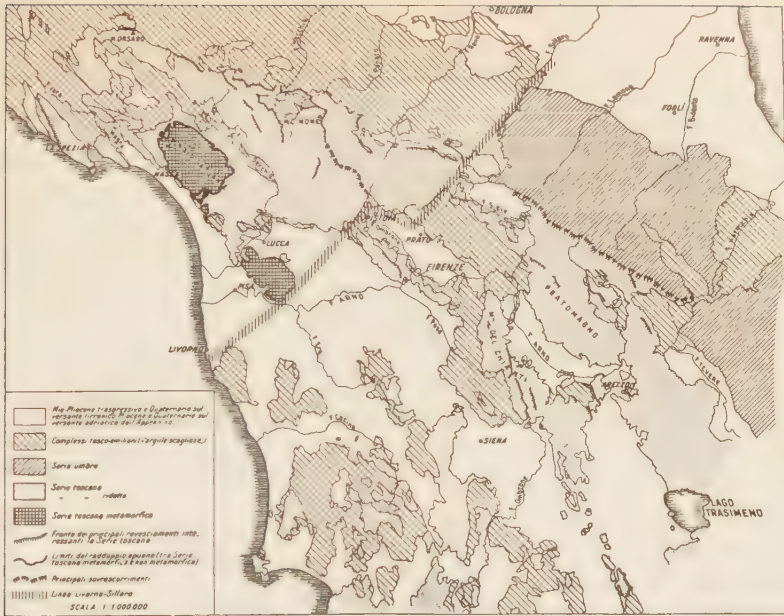


Abb. 49 G. v. BORTOLOTTI (1966) zum Verlauf der Linie Livorno-Sillaro

Verlauf der Prato - Sillaro - Linie



(Nach einer Karte von BORTOLOTTI 1966 umgezeichnet)

UA : Undifferenziertes Allochthon

FMA : Formazione Marnoso Arenacea

CGS : Castel Guerrino Sandstein

CS : Cervarola - Sandstein

CSF : Cervarola - Sandstein Typ Futa

CMS : Cervarola-Sandstein Typ Mugello Süd

OAc : Olistostromargillite c

MSG : Morello - Senario - GRUPPE

Arbeitsgebiet



Abb. 50 Etwas veränderter Ausschnitt der Karte von BORTOLOTTI (1966)

an einer direkten Zusammengehörigkeit dieser beiden Teilstücke zweifeln. Möglicherweise handelt es sich um Teile zweier paralleler, jedoch voneinander unabhängiger Störungen, wie es etwa GHELARDONI (1965) vermutet, der die Pi-stoia-Livorno-Linie als die südwestliche Fortsetzung einer von ihm vermuteten "Reno-Linie" auffaßt.

Die Prato-Sillaro-Störung ist auch durch geophysikalische Daten nachweisbar. So zeigt die Schwereanomalienkarte der AGIP (1959, s. Abb. 53), daß sich in dem in Frage kommenden Bereich eine deutliche Querstörungszone heraushebt. Aus einer Arbeit von MALARODA & RAIMONDI (1957) geht hervor, daß sich Erdbeben-Epizentren längs dieser Linie häufen. Auf den Ergebnissen dieser Arbeit basierende Untersuchungen von PASSERINI (1961) lassen es möglich scheinen, daß die Tiefenlage der Epizentren dabei von NE nach SW zunimmt. Nach PASSERINI lassen die wegen der geringen Anzahl mit einiger Vorsicht zu interpretierenden Werte auf eine heute noch stattfindende, NE-gerichtete Bewegung der nordapenninischen Kruste über den Erdmantel schließen.

BORTOLOTTI gebührt das Verdienst, als erster (1966) auf die fundamentale Bedeutung der Prato-Sillaro-Linie für die Evolution des N-Apennins aufmerksam gemacht zu haben. Während GHELARDONI (1965) und BOCCALETTI & GUAZZONE (1968, 1970) die Transversalstörungen als syn- und vor allem postparoxysmal angelegte Ab- und Seitenverschiebungen deuten, führte BORTOLOTTI für die Livorno-Sillaro-Linie zahlreiche Gründe an, die für die Existenz dieser Linie seit dem O-Jura sprechen, so u.a. den auffälligen Mächtigkeitsunterschied des Mesozoikums der Toskaniden westlich (mächtiger) und östlich (weniger mächtig) der Linie oder auch die westlich von jener wesentlich größere Einengung, Faltung und Metamorphose (letztere nach BORTOLOTTI nur im Westteil nachweisbar). BORTOLOTTI hält die Linie für eine spätestens im Malm angelegte Abschiebung oder Flexur, längs der sich das nordwestlich gelegene Gebiet absenkte. Während der Hauptfaltungsphase im Oligo-Miozän sei es längs dieser Linie auch zu einem horizontalen Versatz des südöstlichen Teils bis zu 60 km nach NE gekommen.

Den von BORTOLOTTI genannten Gründen für die Existenz dieser Linie als einem frühzeitig angelegten Lineament lassen sich aus den Beobachtungen im Untersuchungsgebiet heraus weitere hinzufügen:

Vorausgeschickt sei, daß die Prato-Sillaro-"Linie" (im folgenden kurz PSL) nicht eine genau lokalisierbare einzelne tektonische Linie, sondern eine nicht scharf zu begrenzende, langgestreckte Zone von einigen Kilometern Breite

darstellt. Betrachtet man zunächst großräumig die gesamte Modino-Cervarola-Einheit, so zeigt sich, daß der Cervarola-Sandstein im Trogstreichen von NW nach SE auf vollständig verschiedenen stratigrafischen Unterlagen liegt: (s.Kap.3.5.1.). Wie aus den Arbeiten von HEYMANN (1968), v.STRUENSEE (1967), REUTTER (1968, 1970), RENTZ (1971) hervorgeht, kamen im NW des Troges vor Ablagerung der oligo-miozänen Flyschgrauwacken (Modino-Sandst., Cervarola-Sandst.) Serien zum Absatz, deren Fazies auf eugeosynklinale Verhältnisse (Ophiolithen!) hinweist ("Tiefere Modino-Basisserien", s. dazu Kap. 3.5.1.). Dem steht im Südteil des Troges eine Schichtfolge gegenüber (Scisti Varicolori u. Cervarola-Sandstein s.l.), der - obwohl tiefere Horizonte als die Scisti Varicolori, vom äußersten SE abgesehen (M.Cetona), nicht bekannt sind - aus Analogien zur toskanischen und umbrischen Schichtfolge zu entnehmen ist, daß in diesem Teil des Troges keine eugeosynklinale Verhältnisse herrschten. Die nach E zunehmende Ähnlichkeit der Schichtfolge mit der toskanischen und umbrischen macht es nach REUTTER (1968) zudem wahrscheinlich, daß in diesem Bereich ein präoligozäner, von Toskanikum und Umbromarkiden getrennter, eigener Flysch-trog nicht existierte.

Aber auch unter Ausschluß einer eugeosynklinalen emilianischen Fazies und damit bei Deutung der Modino-Basisserien als ligurische Olisthostrome (auf die stratigrafische Problematik dieser Annahme wurde im vorhergehenden Kapitel hingewiesen) läßt sich in jedem Falle feststellen, daß am Aufbau der Cervarola-Unterlage im NW vorwiegend sehr mächtige Olisthostrome beteiligt sind, während die diesen Olisthostromen gleichzustellenden Olisthostromargille von Polcanto (OAP) des Untersuchungsgebietes das vermutlich östlichste und in Relation zum Modeneser Apennin vergleichsweise sehr geringmächtige Vorkommen eines Olisthostromes an der Basis des Cervarola-Sandsteines darstellen.

Der deutliche Wechsel in der Unterlage des Cervarola-Sandsteines manifestiert sich an der Oberfläche zum ersten Mal im Westteil des Mugello und zwar im Bereich der PSL, wo die Scisti Varicolori einsetzen, um von dort dann nach SE bis nach Perugia durchzuziehen (NARDI, 1965). Es läßt sich dabei allerdings nicht sagen, ob dieser Wechsel der Unterlage möglicherweise bereits weiter westlich einsetzt, da die Basis des Cervarola-Sandsteines westlich der PSL über weite Strecken nicht zu Tage tritt.

Ein sehr auffälliger Mächtigkeitswechsel im Streichen des Cervarola-Sandsteines sowie das Einsetzen einer Fazies-differentiation längs- und östlich der Linie auch quer - zum Streichen desselben sprechen dabei für die Existenz dieser Linie auch im Oligo-Miozän: Die PSL hat dabei - als Abschiebung oder Flexur - wie von BORTOLOTTI postuliert, ein tieferes, in stärkerer Absenkung begriffenes Gebiet im NW von einem sich nur zögernd absenkenden, höheren Gebiet im SE getrennt und damit gleichzeitig die Faziesdifferenzierung bewirkt. Daß im W ein Gebiet mit stärkerer Absenkung lag, darauf weist die mit mehr als 2000 m um mindestens 600 m größere Mächtigkeit des Cervarola-Sandsteines (CS s.str.) westlich der Linie hin, an dessen Aufbau zudem in wesentlich stärkerem Maße turbiditische Sandsteine beteiligt sind als bei der Fazies östlich der Linie (CMS). Umgekehrt zeigt die überwiegend pelitische Sedimentation des östlich der Linie gelegenen CMS, daß dieses Gebiet trotz nicht unbeträchtlicher Gesamtabsenkung (Mächtigkeit mehr als 1400 m) von Turbiditen selten erreicht wurde. Dies läßt, da die Turbidite sich im Verlaufe ihrer Ausbreitung vorwiegend an die tieferen Teile eines Troges halten, Rückschlüsse auf eine in Relation zu den Nachbargebieten mögliche Hochlage dieses Raumes zu. Es war dabei jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht zu klären (s. Kap. 4.2.) , ob der überwiegend pelitische CMS primär in der streichenden Fortsetzung des wesentlich sandigeren CS s.str.

nordwestlich der Linie liegt oder ob er längs der PSL im Verlaufe der Tektogenese nach NE verschoben wurde. Für die zweite Möglichkeit sprechen 1. das Auskeilen der Turbidite des CMS nach S (Beckenrand), 2. die Nichtfortsetzung der Trebbio-Synklinale (aufgebogener Südrand des CMS, s.Kap. 4.3.2.) in den CS s.str. westlich der Linie, 3. die starke Verschuppung der Cervarola-Einheit (spez. CSF) östlich der Linie, sowie 4. das deutliche Vorspringen der südlich auf die Cervarola-Einheit aufgeschobenen Morello-Senario-Gruppe östlich der Linie. Dies würde auch den von BORTOLOTTI aus anderen Gründen geforderten Verschiebungssinn während der Hauptfaltungsphase (östlicher Teil nach NE) und die Größenordnungen des Verschiebungsbetrages (hier mindestens 20 km) bestätigen. Eine genaue Untersuchung dieser Frage steht aber noch aus.

Daß im Bereiche der PSL Horizontalbewegungen erfolgten geht z.B. aus der Überschiebung des CGS über die FMA hervor: Hierbei verläuft im Gebiet des Giogo-Passes im CGS eine Störung (identisch mit dem Ostrand desselben), die den die FMA überschiebenden Westteil des CGS vom mindestens zwei Kilometer zurückgebliebenen Ostteil trennt. Diese Störung liegt unweit (etwa 5 km) des engeren Bereiches der Prato-Sillaro-Linie. Dies zeigt gleichzeitig, daß diese Linie nicht eine einzelne Großstörung darstellt (eine solche ist auch nicht direkt nachweisbar) sondern - wie bei einer Störungszone diesen Ausmaßes auch nicht anders zu erwarten - ein bis zu einigen Kilometern breites System von Störungen. Die Bewegungen einzelner Teilbereiche brauchen zudem an diesem System keineswegs gleichsinnig erfolgt zu sein. Während beim letztgenannten Beispiel der Teil östlich der Störung relativ zurückblieb, wäre es bei einer Verschiebung des CMS nach NE der Westteil gewesen.

In jedem Falle, - mit oder ohne Verschiebung des CMS nach NE - kommt man nicht umhin zu konstatieren, daß längs eines schmalen, NNE-streichenden Bereiches, der der PSL entspricht, zwei

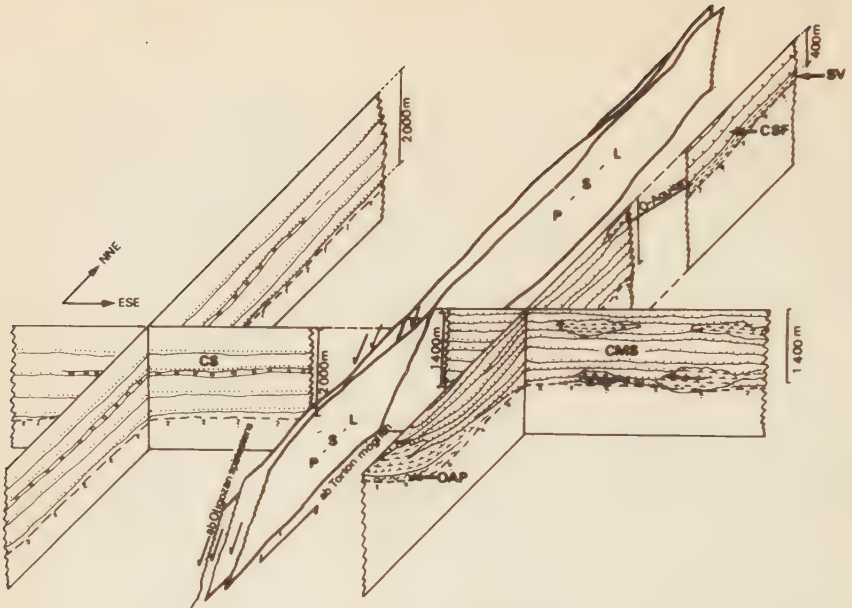


Abb.51 Schematische Darstellung der Faziesverteilung im Cervirola-Sillaro-Trog beiderseits der Prato-Sillaro-Linie



Abb.52

Karte der BOUGUER-Schwereanomalien im Bereich der Prato-Sillaro-Linie. (Ausschnitt aus einer Karte der AGIP-MINERARIA 1959)

Cervarola-Sandstein-Areale aneindergrenzen, von denen das östliche schmalere und geringmächtigere auch *q u e r* zum Trogstreichen eine deutliche Faziesdifferentiation zeigt, die dem westlichen fehlt. Daß sich dieser Wechsel innerhalb eines schmalen, gleichwohl nicht scharf zu begrenzenden Bereiches vollzieht, weist darauf hin, daß die PSL bereits zur Zeit der Ablagerung des Cervarola-Sandsteines s.l. existierte und die Faziesdifferenzierung *l ä n g s* zum Trogstreichen primär bewirkte.

Die Art der Faziesdifferentiation spricht im Ostteil (CMS, CSF) dabei für ein zur Zeit der Ablagerung im Vergleich zum Westteil stärker gegliedertes Relief innerhalb des Troges östlich der Linie. So folgt z.B. aus dem Auftreten nicht horizontbeständiger, mächtiger, nahezu reiner Mergelniveaus innerhalb des CMS (Kap. 3.5.3.2.), die lateral in Gebiete mit einem größeren Anteil turbiditisch sedimentierter Sandsteine übergehen, daß sich während der Sedimentation im Streichen vermutlich höher (Mergel) und tiefer (Sandsteine) gelegene Gebiete ablösten. Dies läßt sich als ein Anzeichen ungleichmäßiger und zögernder Absenkung interpretieren. Als weiteres Anzeichen für die zögernde Absenkung des Raumes östlich der PSL wäre z.B. auch die Tatsache zu werten, daß dort die rein pelitische Sedimentation der Scisti Varicolori in den externen Teilen des Troges noch bis in das höhere Aquitan anhielt, d.h. bis in eine Zeit zu der bereits westlich der Linie der größte Teil des ungleich mächtigeren Cervarola-Sandsteines s-str. sedimentiert war.

Aus dem untersuchten Gebiet heraus läßt sich noch ein weiteres, sehr wichtiges Indiz für die frühzeitige Anlage der PSL ableiten: Wie ein Blick auf die Übersichtskarte zeigt, verläuft der Westrand der FMA auffällig quer zum Streichen des Troges. Von GENTZ (1970) und vom Verfasser gefundene Aufschlüsse (Kap. 3.2.11.) im Grenzgebiet FMA-"Argille" zeigen, daß zumindest die höheren Teile der FMA (FMA II)

lateral nach NW durch Olisthostrome ersetzt werden. Daß diese Verzahnungen, sowie die Westgrenze der FMA überhaupt sich ebenfalls generell an eine SSW-NNE streichende Linie halten, die genau im Streichen der Zone liegt, in der weiter südlich der Fazieswechsel in der Cervarola-Einheit erfolgte, spricht dafür, daß hier die Fortsetzung der gleichen Struktur vorliegt und daß die PSL auch den Umbromarken-Trog bereits spätestens im Helvet (Zeitpunkt der Verzahnung) querte. Auch die Verzahnung vollzog sich dabei nicht längs einer scharf begrenzten Linie sondern, wie die Olisthostromvorstöße (z.B. OAb, Kap. 3.2.5.) zeigen, innerhalb einer einige Kilometer breiten Zone.

Die tektonische Natur der PSL ist dabei in diesem Bereich schwieriger zu definieren, da Ursachen und Mechanismus der Verzahnung derartiger Serien auf schmalem Raum noch ungeklärt sind. Das begrenzte Vorgreifen von Olisthostromen in das Gebiet der FMA läßt auf eine bereits von LIPPARINI (1944) vermutete Herkunft der Olisthostrome aus westlichen Richtungen schließen. Eine mögliche Erklärung dafür wäre, daß sich längs der Prato-Sillaro-Linie als Abschiebung auch hier ein Absenken des westlichen Teils und damit einhergehend eine leichte Verkipfung des Westteils in eine östliche Richtung vollzog. Weiter im NW bereits allochthon liegende (?emilianische) "Argille"¹⁾ hätten sich dadurch erneut als Schlammströme aus NW nach SE dem Gefälle folgend in Bewegung gesetzt; nur eben nicht wie GHELARDONI (1965) meint, der aus SE-Verenzen ebenfalls auf eine sekundäre Bewegung der "Argille" nach SE schließt, n a c h der Sedimentation der FMA und diese dann überschiebend, sondern auch w ä h r e n d der FMA-Ablagerung.

1) Anm.: Mit den OAc kommt man, wie erwähnt, bei der Annahme als ligurisch und damit aus SW gekommen z.B. zeitlich etwas in Bedrängnis, da die Verzahnung Argille OAc/FMA etwa gleichzeitig oder sehr kurz nach der Ablagerung des Castel-Guerrino-sandsteines, dessen Gebiet die Schlammströme dann erst hätten durchqueren müssen, erfolgte.

Es muß dabei in diesem Zusammenhang noch einmal darauf hingewiesen werden, daß die Verzahnung nur auf Teile der den Westrand der FMA begleitenden Argille zutrifft. (OAc). Die "Argille" insgesamt sind aus mehreren stratigrafisch-tektonischen Einheiten unterschiedlicher Herkunft zusammengesetzt (GENTZ 1970). Deshalb können - und zumindest nördlich des Untersuchungsgebietes ist dies sicherlich z.T. erfolgt - auch Überschiebungen der FMA durch erst nach der Sedimentation derselben in diesem Gebiet angekommene "Argille"-Einheiten stattgefunden haben.

Für eine Verflachung des FMA-Troges nach NW und damit ein mögliches Gefälle in südöstliche Richtung, sowie für den raschen Ersatz derselben durch Olisthostrome spricht z.B. auch das relativ rasche Auskeilen der FMA I nach NW, von mehr als 1000 m Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet über nur noch etwa 120 m am Lagho di Suvia (HEMMER 1966), ca. 25 km weiter nordwestlich, bis zu 15 - 0 m bei Poretta (v.STRUENSEE 1967) noch ca. 5 km weiter nach NW.

Das deutliche Umschwenken der FMA in der Randzone zu den "Argille" aus der sonst recht konstant eingehaltenen apenninischen in diejenige Streichrichtung ($\pm 120^\circ$) der Prato-Sillaro-Linie (ca. 40° flachem Einfallen nach NW), das sich schon im Arbeitsgebiet bemerkbar macht, aber noch deutlicher nördlich davon im Bereich des Beckens von Firenzuola zu sehen ist, braucht dabei nicht auf eine tiefgreifende Störung zurückzugehen und für die Natur der PSL als die einer Abschiebung mit Absenkung des NW-Teils zu sprechen: Bei einer Verzahnung lithologisch so unterschiedlicher Komplexe könnten sich durchaus durch ungleiche Kompaktion beider Einheiten bewirkte randliche Abschiebungen lokalen Charakters ausbilden.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Prato-Sillaro-Linie eine im Cervarola-Trog frühzeitig angelegte, mit Sicherheit ab Oligozän nachweisbare, synsedimentäre Transversalstörungszone darstellt, längs der sich ein stärkeres Absinken des westlichen Trogteils vollzog. Ab Helvet war sie vermutlich auch im Umbromarken-Trog ausgebildet, wo sich die Verzahnung "Argille"/FMA an sie hält. Zumindest für den Bereich des Cervarola Troges lassen sich während des Zusammenschubes des Troges (ab O-Miozän) längs dieser Zone auch horizontale Verschiebungen nachweisen. Besonders wichtig ist dabei, daß die PLS bereits v o r der eigentlichen Tektogenese vermutlich mindestens zwei Tröge querte, nach BORTOLOTTI (1964) auch noch die Toskaniden und damit insgesamt drei Tröge, dabei in jedem eine Fazies-differentiation bewirkend. Bei einer Allochthonie größeren Ausmaßes, wie sie etwa von der Pisaner Schule für die Toskaniden II und die Cervarola-Einheit gefordert wird, wäre dann eigentlich zu erwarten, daß die Teilstücke der Linie nach dem Zusammenschub nicht mehr in einer Linie lägen. Da sie dies aber zweifellos tun (zumindest bei der Cervarola-Einheit und den Umbromarkiden), ließe sich diese Tatsache möglicherweise auch als ein (allerdings rein spekulatives) Argument gegen eine größere Allochthonie der Cervarola-Einheit werten.

6. ZUSAMMENFASSUNG UND ERGEBNISSE

Grundlage der vorliegenden Arbeit war eine geologische Geländeaufnahme im Maßstab 1:10 000. Die untersuchten geologischen Einheiten - vorwiegend tertiäre Flysche - lassen sich mehreren großtektonischen Einheiten zuordnen, und zwar den autochthonen Umbromarkiden (Formazione Marnoso-Arenacea, FMA), der parautochthonen 'Modino-Cervarola-Einheit' (Emilianiden I, REUTTER 1968) bzw. einer Übergangseinheit zwischen beiden zuvor genannten (Castel Guerrino-Sandstein, CGS), des weiteren als Gleitmassen (Gleitdecken oder Olisthostromserien) einem Allochthon mit z.T. ligurischer (Morello-Senario-Gruppe), z.T. ungeklärter (? emilianischer) Herkunft, sowie einem nach Ablauf der Faltungen- und Überschiebungsvorgänge auf Teilen dieser Komplexe abgelagerten, plio-pleistozänen fluvio-lakustrischen Neoautochthon.

Die mehr als 3000 m mächtige autochthone Flyschsandsteinsfolge der Formazione Marnoso-Arenacea (FMA, O-Oligozän - Torton) des Umbromarken-Troges konnte in mindestens sechs, möglicherweise sieben (Olisthostromargille a) lithofaziell unterscheidbare Untereinheiten unterteilt werden. Eine eingehende mikropaläontologische Untersuchung erbrachte den Beweis, daß es sich hierbei um eine lediglich durch eine Schlammstromeinschaltung (Olisthostrom) unterbrochene, kontinuierliche Abfolge handelt. Die früher geäußerten Vorstellungen (SIGNORINI 1937, 1956, BRUEREN 1941) über einen Deckenbau innerhalb der FMA werden damit hinfällig.

Das Verhältnis der FMA zu den angrenzenden chaotischen Schiefer-tonmassen ('Argille') muß stärker als bisher unter dem Gesichtspunkt einer synsedimentären Tektonik gesehen werden. Erstmals aufgefundene Aufschlüsse im Westrand der FMA zeigen, daß die FMA und zumindest Teile der 'Argille' (Olisthostromargille c, OAc) miteinander sedimentär verzahnt sind. D.h. FMA und Olisthostromargille kamen entgegen früher geäußerten Vorstellungen mindestens vom mittleren Burdigal ab gleichzeitig im Bereich des Untersuchungsgebietes zum Absatz und die höheren Teile der FMA werden nach W durch Olisthostrome ersetzt.

Der von SW her auf und über die FMA geschobene, zuvor einheitlich zusammengefaßte Flyschsandstein-Komplex ('Macigno B', 'Macigno del Mugello') konnte in drei verschiedene Glieder unterteilt werden und zwar in (von N nach S):

- 1) Castel Guerrino-Sandstein (Aquitano-Burdigal),
- 2) Cervarola-Sandstein Typ Futa (Aquitano - ? U-Burdigal),
- 3) Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd (Oligozän-Aquitano).

Dem Castel-Guerrino-Sandstein, der die FMA z.T. überschob, kommt aus faziellen und tektonischen Gründen eine gewisse Eigenstellung zu. Er entstammt vermutlich einem Übergangsbereich zwischen Umbromarkiden (FMA) und Modino-Cervarola-Einheit.

Die südlich davon anschließenden Cervarola-Sandstein-Typen repräsentieren zwei in unterschiedlichen Bereichen des Cervarola-Troges abgelagerte, z.T. durch laterale Übergänge ursprünglich miteinander verbundene Schichtfolgen, die während der orogenetischen Einengung in begrenztem Maße als eigene tektonische Komplexe reagierten. Sie unterscheiden sich in Fazies, stratigrafischer Reichweite, Mächtigkeit und stratigrafischer Unterlage. Im Südrand des Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd kam es zur Ausbildung einer Synklinallstruktur (Trebbio-Synklinale), die sich als eine vermutlich in Teilen bereits synsedimentär angelegte Aufbiegung des Beckenrandes interpretieren läßt. Es ergeben sich damit Parallelen zur Ausbildung des Südrandes des Cervarola-Sandsteines im Modeneser Apennin (s. REUTTER und SCHLÜTER 1968).

Die umstrittene tektonische Stellung der Modino-Cervarola-Einheit (allochthon oder parautochthon) wird im Zusammenhang mit den Ergebnissen der vorliegenden Untersuchung diskutiert. Die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet sprechen nach Ansicht des Autors dafür, einer Einstufung dieser Einheit als Parautochthon den Vorzug zu geben.

Die Vorstellung eines direkten stratigrafischen Überganges aus dem Cervarola-Sandstein in die FMA infolge einer kontinuierlichen Verlagerung der Trogachse einer einheitlichen Miogeosynklinale (s. zuletzt BORTOLOTTI et.al. 1970) ist nach

Ansicht des Autors in dieser Form nicht aufrecht zu erhalten, da die Flyschsedimentation im internen Teil des Cervarola-Troges (Cervarola-Sandstein Typ Mugello-Süd) bereits im Oligozän einsetzte ebenso wie im FMA-Trog, d.h. zu einer Zeit, zu der zwischen beiden Bereichen ein Gebiet lag, in dem noch bis in das höhere Aquitan eine rein pelitische Sedimentation (Scisti Varicolori) zum Absatz kam. Interner Cervarola-Sandstein und FMA müssen zunächst in getrennten Trögen sedimentiert worden sein. Allenfalls vom höheren Aquitan ab sind dann Übergänge zwischen beiden Trögen möglich, worauf der in Alter und Fazies zwischen FMA und Cervarola-Sandstein vermittelnde Castel Guerrino-Sandstein hinweist.

Die bisher einheitlich zusammengefaßten chaotischen Schiefer-tonmassen ('Argille', 'Argille Scagliose' etc.) konnten aufgrund unterschiedlicher Zusammensetzung und/oder unterschiedlicher Stellung zu benachbarten Komplexen in sechs Einheiten gegliedert werden. Die Untergliederung erfolgte in vier Olisthostromserien ('Olisthostromargille a bis c' und 'Olisthostromargille von Polcanto'), sowie in zwei Gleitdecken ('Tavaiano-Argille', 'Morello-Senario-Gruppe'). Die Olisthostromargille a bis c erreichten als Olisthostrome den Bereich des Umbromarken-Troges im Zeitraum höheres Oligozän bis Helvet, die Olisthostromargille von Polcanto den Cervarola-Trog bereits im tieferen Oligozän, während die Gleitdecken erst nach dem Zusammenschub der Cervarola-Einheit diese überschoben (ab Helvet).

Die Frage der Herkunft der Olisthostrome und Gleitdecken (ligurisch-emilianisch) wird diskutiert ohne daß aus dem Arbeitsgebiet heraus eindeutige Schlüsse hierzu gezogen werden können. Lediglich die höchste tektonische Einheit, für die in dieser Arbeit die Bezeichnung 'Morello-Senario-Gruppe' gewählt wurde, ist aufgrund ihrer in der Zusammensetzung großen Übereinstimmung mit der ligurischen 'Kalk-Ton-Einheit' als eine ligurische Gleitdecke ausgewiesen (Liguriden I i.S. von REUTTER 1968) und wird vom Autor als ein Teil derselben aufgefaßt. Bei einer Zugehörigkeit auch oberkretazischer Serien ('Pietraforte', 'Formazione di Sillano') zum Morello-Alberese

der Morello-Senario-Gruppe, wie sie z.B. von BORTOLOTTI (1962) oder von ABBATE und SAGRI (1970) gefordert wurde, müßte die stratigrafische Reichweite der Kalk-Ton-Einheit (Paleozän - Oligozän, REUTTER 1968) noch erweitert werden um die oberkretazischen Anteile. Für die mögliche Beteiligung derartiger oberkretazischer Serien am Aufbau der MSG ergaben die Untersuchungen im Arbeitsgebiet jedoch keinen paläontologisch gesicherten Beweis.

Auf die syndimentäre Existenz einer große Teile des Nordapennins SSW-NNE durchziehenden, heute noch aktiven Transversalstörungszone ('Prato-Sillaro-Linie') wird aus der Analyse der Faziesdifferentiationen im Cervarola-Trog und aus den in diesem Bereich erfolgenden Verzahnungen zwischen FMA und Olisthostromargille geschlossen. Dieses frühzeitig angelegte Lineament, dessen Entstehung von BORTOLOTTI (1966, 'Linea Livorno-Sillaro') für den toskanischen Raum bereits in den O-Jura datiert wird, querte den Cervarola-Trog spätestens ab Oligozän, den Umbromarken-Trog spätestens ab Helvet. Die 'Prato-Sillaro-Linie' (eine bis zu mehreren Kilometern breite Zone) bewirkte im Cervarola-Trog eine Abschiebung oder ein flexurartiges Abtauchen der Areale westlich der Linie und eine Faziesdifferenzierung beiderseits derselben. Für die Zeit der stärksten Einengung im Verlaufe der Orogenese (Helvet-Torton) lassen sich im Arbeitsgebiet zumindest für den Cervarola-Trog längs dieser Zone auch horizontale Verschiebungen bis zu einigen Kilometern nachweisen.

6.1 Riassunto

Base del presente lavoro è stato un rilievo geologico del terreno in scala 1 : 10 000 eseguito dall' autore negli anni 1966-1970 sui bordi della parte occidentale del bacino del Mugello e sulle parti meridionali del bacino di Firenzuola.

Le unità prese in esame si lasciano attribuire ai seguenti complessi tettonici parzialmente già ben definite nella geologia dell' Apennino Settentrionale: cioè all' autoctono dell' complesso della 'Formazione Marnoso-Arenacea'(FMA), all' 'unità del M.Modino-M.Cervarola'(parautoctono)rispettivamente a una sottounità di transito('arenaria di M.Castel Guerrino') tra le unità sopraindicate, poi a complessi alloctoni di provenienza in parte ligure in parte anche ancora dubbiosa(?'emiliana' in senso di REUTTER e SAMES 1964) e finalmente al neoautoctono fluvio-lacustre del bacino del Mugello.

Era possibile di suddividere la serie della Formazione Marnoso-Arenacea in almeno 6, possibilmente 7('Olisthostromargille a') livelli litofazialmente diversi(Olisthostromargille a - Marne de T.Levisone - FMA I - Olisthostromargille b - Marne di Sambucheta-FMA II - Marne di Osteto). Dagli esami micropaleontologici risultò, che questi livelli formano una sequenza stratigrafica caratterizzata da intercalazioni di olistostromi nella sedimentazione normale. Cioè l' esistenza di un ricoprimento nella FMA come era stato postulato da SIGNORINI 1937,1956 e da BRUEREN 1941 non poté essere confermata.

Il rapporto tra la FMA e le masse alloctone,chaotiche('Argille') che la delimitano, dev' essere esaminato dando maggior rilevanza di quanto non si sia fatto fin'ora al punto di vista di una tettonica sinsedimentaria.Affioramenti trovati per la prima volta sul bordo occidentale della FMA mostrano come la FMA e perlomeno parti delle argille('Olisthostromargille c') siano sinsedimentariamente addentellate l' una con le altre. Cio significa che, contrariamente a quanto si credeva, la FMA e parti delle 'Argille' come olistostromi provennero dal Burdigaliano medio, sedimentarono nello stesso tempo nella zona del terreno della presente ricerca e le parti superiori della FMA sono rimpiazzate verso Ovest da olistostromi.

Il complesso delle arenarie al sud della FMA, considerato primo unitariamente, potè essere suddiviso in tre differenti membri: Il membro più settentrionale, al quale qui venne dato il nome di 'arenaria di M.Castel Guerrino', è ai bordi accavallato o in parte anche sovrascorso sopra la FMA. Questa arenaria ha una situazione particolare determinata da motivi faziali e tettonici. Essa proviene presumibilmente da una zona di transizione tra il dominio umbro-marchigiano e l'unità di M.Modino-M.Cervarola.

L'arenaria di M.Cervarola s.l. (unità di M.Modino-M.Cervarola) che segue nella parte meridionale e che era sovrascorso sopra la arenaria di M.Castel Guerrino, la si potè suddividere in due differenti tipi di fazies: una parte settentrionale, principalmente sabbiosa (Cervarola-arenaria tipo Futa) e una parte meridionale preponderantemente marnosa (Cervarola-arenacea tipo Mugello-sud), che rappresenta la fazies del margine interno del bacino di deposizione. Le due parti si differenziano anche in età, spessore e base stratigrafica (tipo Futa: Aquitaniano-?Burdigaliano inferiore, 400 m di spessore, base 'scisti varicolori'; tipo Mugello-sud: Oligocene inferiore fino all'Aquitano superiore, spessore almeno 1400 m, base 'Olisthostromargille di Polcanto'). Nel bordo meridionale del 'tipo Mugello-sud' si ebbe la formazione di una struttura sinclinale ('sinclinale di Trebbio'), che si può interpretare quale piega del margine del bacino disposta presumibilmente già in parte sinsedimentariamente. Si stabiliscono così dei paralleli con la formazione del bordo meridionale della arenaria di M.Cervarola nell'Apennino parmense e modenese (v. REUTTER e SCHLÜTER 1968).

La controversa posizione tettonica dell'unità di M.Modino-M.Cervarola (alloctona o parautoctona) è trattata in relazione ai risultati della presente ricerca. Diversi fatti riscontrati nel terreno di studio sono favorevoli, secondo l'opinione dell'autore, che l'unità di M.Modino-M.Cervarola sia parautoctona.

L'idea di un diretto passaggio stratigrafico dalla arenaria di M.Cervarola nella FMA in seguito ad una continua migrazione dell'asse del bacino di sedimentazione di un miogeosinclinale unitario (v. ulteriormente BORTOLOTTI et al. 1970), deve, secondo l'autore, essere modificata poiché la flysch-sedimentazione

nella parte interna del bacino di Cervarola come pure nel bacino della FMA, si fece già nell' Oligocene, in un tempo cioè nel quale tra le due zone vi era un territorio in cui una sedimentazione puramente pelitica ('scisti varicolori') continuò fino all'Aquitaniense medio. L'arenaria di M.Cervarola s.l. e la FMA devono inizialmente essere sedimentate in due bacini separati. Dai passaggi tra i due bacini sono possibili a partire dall'Aquitaniense superiore e l'arenaria di M.Castel Guerrino si presenta quale mediatrice, in età e facies, tra la FMA e l'arenaria di M.Cervarola.

Le caotiche masse scisto-argillose ('Argille', 'Argille Scagliose') fin' ora riunite unitariamente, poterono essere suddivise in sei unità in ragione o della loro differente composizione e/o della loro differente posizione in rapporto a complessi circostanti. Tale suddivisione si fece in quattro serie olistostrome ('Olisthostromargille a,b,c' e 'Olisthostromargille di Polcanto') e in due falde di scivolamento ('Tavaiano-argille' e 'Gruppo Morello-Senario'). Le 'Olisthostromargille a,b,c' si deposero nel bacino umbro-marchigiano come olistostromi tra l'Oligocene superiore (se i 'Olisthostromargille a' in fatti fa parte della FMA) e l'Elveziano, le 'Olisthostromargille di Polcanto' nel bacino di Cervarola già durante l'Oligocene inferiore-medio, mentre le falde di scivolamento ricoprirono l'unità di Cervarola solo dopo lo scorrimento di quest'ultima (a partire dall'Elveziano, ma probabilmente durante il Tortonianiano).

E' anche discussa la questione riguardante la provenienza (ligure o emiliana?) degli olistostromi e delle falde di scivolamento senza però che dal terreno di ricerca si potessero trarre delle chiare conclusioni.

Soltanto il 'Gruppo Morello-Senario' (? Cretaceo superiore, Paleocene-Oligocene) si presenta con sicurezza, a causa della sua grande concordanza nella composizione con l'unità delle argille calcaree ligure, come una falda di scivolamento ligure ('Liguriden I', REUTTER 1968) e viene considerato dall'autore quale parte della stessa. Per quanto riguarda l'appartenza alla 'Formazione di M.Morello' (v. BORTOLOTTI 1962), che è parte del 'Gruppo

Morello-Senario', anche di serie del Cretaceo superiore ('Pietraforte', 'Formazione di Sillano' ecc.), come viene reclamata dal BORTOLOTTI, bisognerebbe aggrandire la portata stratigrafica dell' 'unità' delle argille e calcari (Paleocene-Oligocene, REUTTER 1968) alle parti del cretaceo superiore. Le ricerche fatte nel terreno su una possibile partecipazione di simili serie cretache superiori alla composizione del 'Gruppo Morello-Senario' non diedero alcuna sicura prova paleontologica.

L' esistenza sinsedimentaria di una faglia trasversale oggi ancora attiva ('Linea Prato-Sillaro'), che attraversava da SSW-NNE grandi parti del Apennino Settentrionale, è comprovata dall' analisi delle differenziazioni di fazies nel bacino di Cervarola e dagli addentellamenti sussiguenti in questa zona tra la FMA e le argille olistostrome. Questo allineamento fattosi molto presto, la cui origine viene datata dal BORTOLOTTI (1966, 'Linea Livorno-Sillaro') per la zona toscana già nel Giura superiore, attraversava il bacino umbro-marchigiano al più tardi nell' Elveziano e il bacino di Cervarola al più tardi nell' Oligocene. La Linea Prato-Sillaro (una zona d'una larghezza fino a parecchi chilometri) provocò nel bacino di Cervarola uno sprofondamento della zona ovest della linea e così una differenziazione di fazies ai due lati della stessa. Per il tempo di massimo raccorciamento orogenetico (Elveziano-Tortoniano) sono provati nel terreno di ricerca almeno per il bacino di Cervarola lungo questa zona anche spostamenti orizzontali fino a parecchi chilometri.

Literaturverzeichnis

- ABBATE, E. (1966): Nuovi dati sull'età degli Scisti Policromi e del Macigno delle Spezia. - Boll.Soc.Geol. Ital., 85, 1-4, S. 655-66; Roma
- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P. and SAGRI, M. (1970a): Development of the Northern Apennines geosyncline - Introduction to the geology of the Northern Apennines. Sediment.Geol., 4; S. 207-249; Amsterdam
- (1970b): Development of the Northern Apennines geosyncline - The geosyncline concept in the Northern Apennines. Sediment.Geol., 4; S. 625-636; Amsterdam
- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. and PASSERINI, P., (1970a): Development of the Northern Apennines geosyncline - Olistostromes and olistoliths. Sediment.Geol., 4; S. 521-557; Amsterdam
- ABBATE, E. and SAGRI, M. (1970): Development of the Northern Apennines geosyncline - The Eugesynclinal sequences. Sediment.Geol., 4; S. 251-340; Amsterdam
- ACCIPRDO. B.(1966): La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino Laziale-Abruzzese. Geologica Romana, 5; Roma
- AGIP MINERARIA (1957): Foraminiferi Padani (terziario e quaternario). - Atlanta iconografico e distribuzione stratigrafica; Milano
- (1959): Microfazies italiane (dal carbonifero al miocene medio). - 35; S. 145 Taf.; Milano
- (1959): I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale. Atti del Convegno di Milano, 30 settembre-ottobre 1957. Acc. Naz.dei Lincei, 2.
- ALBERTI, A. (1951): Osservazioni sul miocene medio e superiore nell'Appennino centrale (bacini umbro-marchigiano e abruzzese) con due tavole. - Boll.Soc. Geol.It., 72 (1); S. 101-110; Roma
- AMADESI, E. (1967): Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli. - Giorn.di Geol., Ann. del Museo geol.di Bologna, ser. 2a, 34 (2); S. 1-34; Bologna 1966
- ANELLI, M. (1923a): Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano. - Rend. Acc. Naz.Linc., Cl sc. Fis., ser. 5a, 32, S. 413-416

- ANGELUCCI, A., DE ROSA, E., PIERRO, G., GNACCOLINI, M., LA MONICA, G.B., MARTINI, B., PAREA, G.C., PESCATORE, T., RIZZINI, A. and WEZEL, F.C. (1967): Sedimentological characteristics of some Italian Turbidites. - *Geol.Rom.*, 6; S. 345-420; Roma
- AUBOIN, J. (1964): Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. - *Geol. Rdsch.*, 53 (1); S. 480-534; Stuttgart
- (1965): *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam, S. 335 pp.
- AZZAROLI, A. (1958): Stratigrafia del macigno nelle colline a sudovest di Firenze. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 77 (2), S. 33-42; Roma
- AZZAROLI, A. and CITÀ, M.B. (1963): *Geologia Stratigrafica*, II. La Goliardica, Modena, S. 353
- (1967): *Geologia Stratigrafica III*, La Goliardica, Milano, S. 405
- BALDACCI, F., ELTER, P., GIANNINI, E., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R. and TONGIOGI, M. (1967): Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch Arenacei tipo 'Macigno' dell'Appennino Settentrionale. - *Mem.Soc. Geol. Ital.*, 6 (2), S. 213-244; Pisa
- BALLARIN, S. (1963): Il campo della gravità in Italia: Carte delle anomalie topografico-isostatiche, *Boll. Geol.Sc.aff.*, 23 (3), Luglio-Agosto-Sett.
- BARBIERI, F. and MOSNA, S. (1964): Segnalazione di una microfacies comune nel flysch dell'Appennino. *Atti. Ist.Geol.Univ.Pavia*, 16, S. 12-16; Pavia
- BARBIERI, F., P' PANI, G. and ZANZUCCHI, G., (1968): Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sull'alto Appennino ligure-emiliano. *Ateneo Parmense*, 4 (1); S. 103-142; Parma
- BARNABA, P.F., (1958): *Geologia dei Monti di Gubbio*. *Boll. Soc. Geol.Ital.*, 77 (3), S. 39-70
- BEHRMANN, R.B. (1936): Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. - *Abh.Gesell.Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III*, 15, 125 S.; Göttingen
- (1958): Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystems. *Geotekt. Forsch.*, 12 (1), S. 1-99; Stuttgart
- BENEO, E. (1949): Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare. - *Boll.Soc.Geol.It.*, 68, S. 66-80, Roma
- (1956a): Il problema 'argille scagliose'-flysch in Italia e sua probabile risoluzione - nuova nomenclatura. *Boll.Soc.Geol.It.*, 75 (3), S. 53-68, Roma

- BENE0, E. (1956b): Accumuli terziari de risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sotto-marine. - Boll.Serv.Geol.It., 78, S. 291-319, Roma
- BIZON, G. (1967): Contribution a la connaissance des foraminiferes planctoniques d'Epire et des Iles Joniennes (Grce Occ.) depuis le Paleogene superieure jusqu'au Pliocene, Diss. Paris, Inst. Franc. Petrol., S. 142
- BLOW, W.H. (1967): Late middle Eocene to Recent planctonic biostratigraphy. - in: BRÖNNIMANN, P. and RENZ, H.H. (1969): Proceedings of the First International Conference on Planctonic Microfossils. - 1, S. 1-421, Geneva 1969
- BOCCALETTI, M. and GUAZZONE, G. (1970): La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino settentrionale in una 'zona di torsione' per deriva continentale. - Mem.Soc. Geol.Ital., 9, S. 177-195; Pisa
- BOCCALETTI, M. and MICHELI, P., (1968): Analisi statistica dell'orientamento dei granuli in una torbidite della Marnoso-arenacea (Appennino settentrionale). Boll.Soc. geol. Ital., 87, S. 65-82, Roma
- (1970): L embricamento dei granuli alla base di alcune torbiditi del Macigno del Mugello è della Marnoso-Arenacea (Appennino settentrionale), Atti Soc.Tosc.Sc. Nat.Mem.Ser. A, 77, S. 280-292
- BODECHTEL, J. (1964): Stratigraphie und Tektonik der Schuppenzone Elbas. Geol.Rundschau, 53 (1), S. 25-41
- BOLLI, H.M. (1957): Planctonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipro and Lengua formations of Trinidad, U.S. Nat.Mus. Bull., 215, S. 97-124, Washington D.C.
- (1966): Zonation of cretaceous to pliocene marine sediments based on planctonic Foraminifera. - Boll.inform. de Geol.Min., y petr.of the Association venezolana, 9 (1), S. 3-32, Enaro
- BONI, A. (1961): Per la geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia-Piacenza. Atti Ist.Geol. Univ. Pavia, 12, S. 63-196
- BRÖNNIMANN, P. (1940-42): Über die tertiären Orbitoiden und Miogypsinen von Nordwest-Marokko. -Schweizer-Pal. Anh., 63, S. 1-113, Basel
- BORSETTI, A.M., (1965): Microfauna del Langhiano superiore nel 'Macigno' di Lizzano in Belvedere (Appennino Bolognese). Giorn.Geol., 33 (1), S. 131-146, Bologna
- BORTOLOTTI, V. (1961): Sui rapporti tra Ofioliti e Alberese tra Pieve S. Stefano e Borgo Sansepolcro (Arezzo). Boll.Soc.Geol.It., 80 (3), S. 269-273, Roma
- (1962a): Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie pietraforte-alberese. - Boll.Soc.Geol. It., 81 (2), S. 225-304, Pisa

- (1962b): Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (Ofioliti e Alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo). - Boll.Soc.Geol.It., 81 (3), S. 257-306, Pisa
- (1962c): Sulla stratigrafia del passaggio pietraforte-alberese nell'Appennino settentrionale. - Mem.Soc.Geol.It., 3, S. 415-419, Roma
- (1964): Nota Illustrativa della carta della distribuzione geografica della formazione di Monte Morello (Alberese). - Boll.Soc.Geol.It., 83 (4), S. 155-190, Roma
- (1966): La tettonica trasversale dell'Appennino. I. La linea Livorno - Sillaro. - Boll.Soc.Geol.Ital., 85, S. 529-540; Roma
- (1967): Le paleocorrenti della Pietraforte, Boll.Soc. Geol.Ital., 86, (4), S. 687-702; Roma
- BORTOLOTTI, V. and PASSERINI, P., (1970): Development of the Northern Apennines geosyncline - Magmatic activity. Sediment.Geol., 4, S. 599-624; Amsterdam
- BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P., SAGRI, M. and SESTINI, G., (1970): Development of the Northern Apennines geosyncline - The miogeosynclinal sequences. Sediment.Geol., 4, S. 341-444; Amsterdam
- BOSELLINI, A., (1965): Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. Mem.Museo Storia nat. Venezia Trid., 65 (3)
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. - Elsevier Publ.Comp., 168 S.; Amsterdam
- BRANDI, G.P. and NARDI, R., (1966): Strutture sedimentarie nelle Arenarie del M. Cervarola. Boll.Soc.Geol.Ital., 85 (5), S. 268-278
- BROOKS, F.E., MESSINA, A.R., CHARMAK, R. and RONAI, L.E. (1968/69): Catalogue of Index Smaller Foraminifera. - The American Mus. of Nat.Hist., 1-3; New York
- BRUEREN, J.W.R. (1941): De Geologie van een Deel der etruskische Apennijnen tusschen Firenze en Bologna, Diss., Leiden, 124 S.
- CANUTI, P., FOCARDI, P. and SESTINI, G. (1965): Stratigrafia, correlazioni e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana). Boll.Soc. Geol.Ital., 84 (6), S. 93-166; Roma
- CARLONI, G.C. (1962): Ricerche stratigrafiche sulla 'Scaglia Cinerea' marchigiana. Mem.Soc.Geol.Ital., 3, S. 436-446; Roma
- CATI, F., (1964): Ricerche micropaleontologiche sulla Scaglia cinerea marchigiana. Mem.Soc.Geol.Ital., 4 (1) S. 429-434; Bologna

- CATI, F., COLALONGO, M.L., CRESCENTI, U., D'ONOFRIO, S., FOLLADOR, U., PIRINI RADRIZZANI, C., POMESANO CHARCHI, A., SALVATORINI, G., SARTONI, S., PREMOLI SILVA, I., WEZEL, C.F. and BERTOLINO, V., BIZON, G., BOLLI, H.M., BORSETTI CATI, A.M., DONDI, L., FEINDBERG, H., JENKINS, D.G., PERCONIG, E., SAMPO, M., SPROVIERI, R. (1968): Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici. - Boll.Soc.Geol.Ital., 87, S. 491-503; Roma
- CIPRIANI, C. (1961): Ricerche sulle arenarie III) la composizione mineralogica di una serie di rocce delle formazioni del macigno. - Periodico Mineral., 31, S. 23-59
- CIPRIANI, C. and MALESANI, P. (1963): Ricerche sulle arenarie, VII) la composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione marnoso-arenacea. - Periodico Mineral., 32, S. 301-342
- (1963): Ricerche sulle arenarie VIII) determinazioni microscopiche sulle arenarie delle formazioni del macigno e marnoso-arenacea. - Periodico Mineral., 32, S. 343-385
- (1964): Ricerche sulle arenarie: IX) Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche.- Mem.Soc.Geol.It., 4, S. 339-374, Bologna
- CIPRIANI, C. and MALESANI, P.G. (1966): Ricerche sulle arenarie, XIII. La Pietraforte. Boll.Soc.Geol.Ital., 85 (2), S. 299-332; Roma
- CIPRIANI, C., MALESANI, P.G. and MANETTI, P., (1965): Ricerche sulle arenarie, 12. Determinazioni microscopiche sulle arenarie della 'Formazione del Mugello'. Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (4), S. 37-57; Roma
- CITA, M.B. und PRENOLI SILVA, J. (1967): Evoluzione delle faune planctoniche nell'intervallo stratigrafico compreso fra il Langhiano-tipo ed il Tortoniano-tipo e zonazione del Miocene Piemontese- , Jot.Paleont.Univ. Milano, S. 1-5
- CRESCENTI, U. (1966): Sulla Biostratigrafia del Miocene affiorante al confine Marchigiano-Abruzzese, Geologica Romana, 5, Roma
- CURCIO, M. and SESTINI, G. (1965): Posizione stratigrafica e sedimentologia delle calcareniti della Formazione di Monte Morello (Paleocene-Eocene medio, Toscana). Boll.Soc.Geol. Ital., 84 (3): 253-276, Pisa
- DAINELLI, G. (1936): Il Bacino di Firenze e Il Suo Lago.Tip. Ricci, Firenze, 13 pp.
- (1951): La tettonica del macigno e della formazione marnoso-arenacea romagnola fra Lizzano in Belvedere e Barberino di Mugello. - Boll.Soc.Geol.Ital., 70 (2) S. 389-401. Pisa 1953
- D'ARGENIO, B. (1966): Zone isopiche e faglie trascorrenti nell' Appennino centro-meridionale. Mem.Soc.Geol.It., 5 (4), Roma

- FAZZINI, P. & TACOLI, M.L. (1963): La serie oligo-miocenico del versante padano dell'Appennino settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale.- Atti.Soc.Nat. Mat. Modena, 94, S. 3-22; Modena
- FLORES, G. (1955): Definition of 'Olisthostrome: 4. World Petrol.Congr., Section I A-2, S. 120-121, Roma
- (1959): Evidence of slump phenomena (Olisthostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily.- 5. World Petrol.Congr., Proc.Sect., 1, S. 259-275; Rome
- FOLK, L. (1962): Spectral subdivision of limestone types; Classification of Carbonate Rocks; a Symposium.- Bull. Amer.Assoc. Petr. Geol., Mem. 1, S. 62-85; Tulsa
- FREY, W. (1969): Zur Geologie des Grenzgebietes Alta Romagna/Casentino (Prov. Forlì, Pesaro, Arezzo) SE des Passo dei Mandrioli (Italien).- Diss. Freie Univ. Berlin, 182 S.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine.- Sediment-Petrologie, Teil II, 726 S., Stuttgart
- GAZZI, P. (1961) Ricerche sulla distribuzione dei minerali pesanti nei sedimenti arenacei dell'Appennino Tosco-Romagnolo.- Acta Geol. Alpina 8, 379-422
- (1965): On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the Northern Apennines, Italy.- Journ. sedim. Petrol., 35 (1), 109-115, Tulsa
- GAZZI, P. & GANDOLFI, G. (1963) Sulla distribuzione verticale dei minerali pesanti nella formazione marnoso-arenacea romagnola lungo la valle del Bidente.- Mineral.Petrograph.Acta 9, 273-288
- GELMINI, R. (1965): Osservazioni sulle breccie a Micgypsine rinvenute alla base delle arenarie di M.Cervarola (Appennino modenese).- Atti Soc.Nat. e Mat. 46, Modena
- (1966): Studio fotogeologico dell'Appennino Settentrionale fra il Valdorno e la Romagna.- Boll.Soc.Geol.It. 84 (6), 167-208, Pisa
- GENTZ, P. (1970): Geologische Untersuchungen im Raum Firenzuola, Passo della Raticosa und Passo della Futa, Prov. Firenze, Italien.- unveröff. Dipl.-Arb., F.U. Berlin, 94 S.
- GHELARDONI, R. (1965): Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (3) 277-290, Pisa
- GHELARDONI, R., PIERI, M., LUCCHETTI, L. & PIRINI, C. (1962): I rapporti tra "macigno" e "marnoso arenacea" tra le Valli del Dolo e dell'Idice.- Boll.Soc.Geol.Ital., 81(3), 195-230, Pisa
- GIANNINI, E., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): Osservazioni sul problema della Falda Toscana.- Boll.Soc.Geol.Ital., 81 (2) 17-98, Pisa

- GIANNINI, E., PIERUCCINI, R. & TREVISAN, L. (1950): Calcari con liste selce e diaspri: ipotesi geologiche e geochemiche sulla loro genesi.- Atti Soc.Toscana Sci. Nat., Ser. A 57, 49-71
- GIANNINI, E. & TONGIORGI, M. (1958): Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana marittima.- Boll.Soc. Geol.Ital., 77 (2), 147-170, Pisa
- GIESE, P., GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordappennins.- Z.Dtsch.geol.Ges., 120, Jhrg.1968, 151-195, Hannover
- GÖRLER, K. (1962): Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnittes der Zone Sestri-Voltaggio einschließlich der angrenzenden Gebiete (Prov.Alessandria und Genua).- Diss. Freie Univ.Berlin, 165 S.
- GÖRLER, K. & IBBEKEN, H. (1964): Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Appennin und Alpen.- Geol.Rdsch., 53, 73-84, Stuttgart
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1964): Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordappennins.- Geol.Rdsch. 53, 358-375, Stuttgart
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.- Geol.Rdsch. 57, 484-514, Stuttgart
- HOLDBERG, G. (1965): Zur Geologie des Nordappennins im Raume Pontremoli - Passo della Cisa (Prov. Massa/Carrara, Italien).- Diss. Freie Univ. Berlin, 146 S.
- PROSCURTH, J. (1969): Die Geologie eines Gebietes im Bereich des Apennin-Hauptkammes zwischen dem Becken von Firenzuola und dem Mugello-Becken.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 124 S.
- QUAZZONE, G., MALESANI, P. (1970): Osservazioni sulla provenienza dei clasti e sulle modalità di sedimentazione della formazione marnoso-arenacea tosco-romagnola. Mem.Soc.Geol. It., 9, 107-121, Roma
- GÜNTHER, K. (1966): Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Appennin-Hauptkamm.- Diss. Freie Univ. Berlin, 180 S.
- GÜNTHER, K. & RENTZ, K. (1968): Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino.- Aten.Parm.Acta Nat., 4 (1), 67-87, Parma
- MAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen.- Int.Sediment.Petrogr.Series 1, Leiden
- MARTUNG, W. (1966): Zur Geologie der nördlichen Apuaner Alpen zwischen Vinca und dem Turrite Secca.- Diss. Freie Univ. Berlin, 117 S.

- HEMMER, C. (1966): Geologische Untersuchungen in einem Gebiet zwischen Treppio und Setta, Bologneser Apennin.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 108 S.
- (1971): Zur Geologie des Gebietes zwischen Passo della Futa und dem Lago di Suviana (Prov. Bologna, Florenz).- Diss. Freie Univ. Berlin
- HERM, D. (1962): Stratigraphie und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental.- Bayer.Abh.Wiss.Math.-Nat.K., Neue Folge, 104, 9-119, München
- HESS, H.H. (1955): Serpentes, Orogeny and Epeirogeny.- Geol.Soc.Am.Soc. pap., 62
- HEYMANN, H.F. (1968): Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordappennins im Bereich des oberen Panaro- und oberen Lima-Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia).- Diss. Freie Univ. Berlin, 180 S.
- HILLEBRANDT, A.v. (1962): Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg.- Bayer.Akad. Wiss.,Math.-Nat.Kl.,Abh. N.F., H. 108, 182 S., München
- (1964): Zur Entwicklung der planktonischen Foraminiferen im Alttertiär und ihre stratigraphische Bedeutung.- Paläont.Z., 38, (3,4), 189-206, Stuttgart
- IBBEKEN, H. (1962): Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnittes der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scrivia-Tal (Prov. Alessandria und Genua).- Diss. Freie Univ. Berlin, 116 S.
- INTERN. UNION GEOL. SCI. (1966): Committee on mediterranean neogene stratigraphy. Proc. 3rd sessions, Berne 1964.- 346 S., Brill, Leiden
- JACOBACCI, A. (1966): Frane sottomarine nelle formazioni geologiche.- Boll.Serv.Geol.Ital., 86, 65-86, Roma
- JACOBACCI, A. & G. MARTELLI (1964): Il significato degli olistostromi nel flysch appenninico.- Mem.Soc.Geol.Ital., 4 (2), 69-82, Bologna 1964
- KIMURA, T.(1966): Thickness distribution of Sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan.- Bull. Earthquake Res.Inst., 44, 561-607
- KLEBELSBERG, R.v. (1930-1933): Die eiszeitliche Vergletscherung des Apennins.- Zeitschr. f. Gletscherkunde, 18, 20, 21
- KOBER, L. (1927): Beiträge zur Geologie des Nordappennins und der angrenzenden Alpen.- Sitz.Ber.Acad.Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 136 (1), 281-294, Wien
- (1935): Grundlagen des Deckenbaus des Apennins.- Forsch. u. Fortschr., 25, Berlin
- KRAMPE, K.-D. (1964): Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza.- Diss. Freie Univ. Berlin, 161 S.

- KUBE, W. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Aveto-Tales im Hinblick auf den Bauplan des Nordapennins.- Diss. Freie Univ. Berlin, 89 S.
- KUENEN, Ph. H. (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition.- Ecl.Geol.Helv., 51, 3; 1009-1021, Basel
- (1959): Transport and sources of marine sediments.- Geol. en Mijnb. 21. Jaarg., 191-196, Den Haag
- KUENEN, Ph. H. & H.W. MENARD (1952): Turbidity currents, graded and non graded deposits.- Journ.Sed.Petr., 22, 2, 83-96, Menasha
- KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding.- Journ. Geol., 58, 2 91-127, Chicago
- LANTEAUME, M. (1962): Considérations paléographiques sur la partie supposée des nappes de flysch à helmontoides des Alpes et des Apennines.- Bull.Soc.Géol.France, Sér.7, 4 (5), 627-643
- LENCEWICZ, S. (1917): Profile geologiczne przez Apenin Tokański.- C.r.Soc.Sci. Varsovie, 10 (6), 637-662, Warschau
- LIPPARINI, T. (1928): Appunti geologici sulla conca di Firenzuola e sull'alta valle del Santerno (Appennino Tosco-Romagnolo).- Gionale di Geologia 3
- (1944): Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale.- Boll.R.Com.Geol.Ital., 69, 33-107
- LOEBLICH, A. and Collaborators (1957): Studies in Foraminifera.- U.S. Nat.Museum, Bull. 215, Smithsonian Inst., Washington, D.C.
- LOESCHKE, J. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nordapennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 123 S.
- LOMBARD, A. (1963): Stratonomie des series dy flysch.- Ecl. Geol.Helv., 56 (2), 481-511, Basel
- (1963): Laminites: A structure of flysch-type sediments.- Journ.sedim.Petrol., 33 (1), S. 14-22, Tulsa
- LOSACCO, U. (1958): Osservazioni geologiche sulle arenarie della Toscana meridionale.- Boll.Soc.Geol.Ital., 77 (2), 43-75, Roma
- (1963): Osservazioni geologiche sulla Pietraforte dei dintorni di Firenze.- Boll.Soc.Geol.Ital. 82 (2), Roma
- (1963): Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomagno.- Boll. Soc. Geol. It., 82 (2), Roma
- LOTTI, B. (1910): Geologia della Toscana.- Mem.Descr.Carta Geol.Italia, 13, 1-484
- (1920): Il bacino petrolifero di Firenzuola.- Rass. Mineraria, 53
- LUDWIG, O. (1929): Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio.- Geol.Rdsch., 20 36-66, Berlin

- LÜTTIG, G. (1959a): Die umbrotoskanische Braunkohlen-formation in moderner geologischer Sicht.- Braunkohle, Warme Energie, 9, 350-355
- (1959b): Zur Stratigraphie und Palaeogeographie des mittelitalienischen Pliopleistozäns.- Z.Deut.Geol.Ges., 111, 486-501
- (1962): Italienisches und griechisches Pliopleistozän. Gedanken und Vergleiche besonders im Hinblick auf die Braunkohlengeologie.- Z.Deut.Geol.Ges., 114, 7-31
- LUTERBACHER, H. (1964): Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines.- Ecl.Geol.Helv., 57 (2) Basel
- LUTERBACHER, M.P. & PREMOLI SILVA, I., (1964): Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale.- Riv.Ital.Paleontol.Stratigraph., 70 (1), 67-130
- MALARODA, R. & RAIMONDI, G. (1957): Linee di dislocazione e sismicità in Italia.- Boll.Geof.Sc.Aff. 16 (3).
- MALESANI, P.G. (1966a): Ricerche sulle arenarie: XIV. La Formazione di Sillano.- Boll.Soc.Geol.Ital., 85 (2), 371-403
- MANETTI, P. (1965): Tipo di estinzione del quarzo in alcune rocce eruttive e metamorfiche.- Rend.Soc.Mineral.Ital., 21, 189-205
- MANFREDINI, M. (1963): Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana.- Boll.Serv.Geol.Ital. 84, 101-130
- MARUCCHI, M. (1967): Geologia della zona compresa tra Pievepelago, Piandelagotti e Vallorsara.- Mem.Soc.Geol.Ital., 6 (4), 523-579, Pisa
- MARKWICH, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Gebiet von Corniglio, Provinz Parma, Nordapennin.- Unveröff. Dipl.- Arb. Freie Univ. Berlin, 74 S.
- MARTELLI, A. (1922): Il terreno forestale di M.Senario.- Ann.Ist.Sup.Forest.Naz.Firenze, 7, 1-15
- MASINI, R. (1942): La zona delle argille scagliose, i suoi fuochi e i suoi gas (Appennino Settentrionale).- Boll.Soc.Geol.Ital., 61, Roma
- (1951): Perforazioni profonde nell'Appennino tosco-romagnolo - Rilievi e deduzioni sul problema delle argille scagliose.- Boll.Soc.Geol.Ital., 70 (2), Pisa
- MAXWELL, J. (1959): Turbidite, tectonic and gravity transport, Northern Apennine mountains, Italy.- Bull.Am.Ass.Petrol. Geol. 43 (11)
- (1959): Orogeny, gravity tectonics and turbidities in the Monghidoro area, Northern Apennine mountains, Italy.- Trans. N.Y.Acad.Sci., Ser. 2, 21 (4) 269-280

- MEISCHNER, K.D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. In: Developments in Sedimentology 3, 156-191, Amsterdam
- MERLA, G. (1948): Le argille scagliose della zona di Firenze, e la tettonica del macigno da S. Donato in Collina a Monte Scalari.- Boll.Soc.Geol.Ital., 67, 3-28
- (1951): Geologia dell'Appennino settentrionale.- Boll. Soc.Geol.Ital., 70 (1) 95-382
- (1956): I terreni alloctoni della regione di Firenze.- Boll.Soc.Geol.Ital., 75 (3), Roma
- (1957): Essay on the geology of the Northern Apennines.- Accad.Naz.Linc., Atti Conv. II, 1-29, Milano
- MERLA, G. & BORTOLOTTI, V. (1969): Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 107, Monte Falterona.- 1-52, Roma
- MERLA, G., BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1967): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 106: Firenze. Servizio Geologico d'Italia, 1-61, Roma
- MICHELI, P. (1967): La serie di Monte Senario nei dintorni di Pergine Valdarno.- Mem.Soc.Geol.Ital., 6 (4), 489-502
- MIGLIORINI, C.I. (1943): Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno.- Boll.Soc.Geol.Ital., 62, 48-49
- (1944): L'età del macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi.- Boll.Soc.Geol.Ital., 62, 75-90, Roma
- (1945): Le fasi orogeniche nell'Appennino settentrionale.- Boll.Soc.Geol.Ital., 64, 46-47, Roma 1947
- (1945): Appunti considerazioni sulla geologia dei dintorni di Mosciano.- Boll.Soc.Geol.Ital. 64, Roma 1947
- (1945): Sull'origine delle breccie ofiolitiche della regione appenninica settentrionale.- Boll.Soc.Geol.Ital., 64, S. 23-24, Roma 1947
- (1948): I cunei composti nell'orogenesi.- Boll.Soc.Geol. Ital., 67, 49-142, Roma 1949
- (1950): Dati a conferma della risedimentazione delle arenarie macigno.- Mem.Soc.Toscana Sci.Nat. 57, 82-94
- (1952): Composite wedges and orogenetic landslips in the Apennines.- Rep. 18. Sess. Int.Geol.Kong. Great Britain 1948, part XIII, London
- MONTANARO-GALLITELLI, E. (1958): Globotruncane campiano-maestrichtiane nella formazione a facies di flysch di Serramazzone nell'Appennino settentrionale modenese.- Boll.Soc.Geol.Ital., 77 (2), 171-191, Roma
- MUCCHI, A.M. (1964): Osservazioni stratigrafiche sugli scisti varicolori del margine nord-orientale del Mugello (Firenze).- Boll.Soc.Geol.Ital., 83 (2) 345-360

- MUTTI, E., DE ROSA, E. & Saccani, G. (1965): Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino settentrionale).- Riv.Ital.Pal., 71 (2), 565-602, Milano
- NARDI, R. (1964a): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. III.: I rapporti tra le arenarie del M.Cervarola e il macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena).- Boll.Soc.Geol.Ital., 83 (2) 361-372, Roma
- (1964b): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. IV.: La geologia della Valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese).- Boll.Soc.Geol.Ital., 83 (4), 353-400, Pisa 1965
- (1965): Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M.Cusna e il M.Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (5), 35-92, Pisa
- NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. I.: Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago.- Boll.Soc.Geol.Ital., 81 (3), 1-76, Roma 1963
- NIGGLI, P. (1922): Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge.- Schweiz. Mineral.Petrog.Mitt., 2, 296-364
- NOCCHI, M. (1960): Osservazioni sulla stratigrafia e cenni sulla tettonica della parte meridionale dei Monti del Chianti.- Boll.Soc.Geol.Ital., 79 (2), 217-356
- (1961): Sui rapporti fra la serie toscana e la serie umbra a sud di M.Acuto e di M.Filoncio (Perugia).- Boll.Soc.Geol.Ital., 80 (2), 181-230
- (1962): Osservazioni stratigrafiche a nord e est del Lago Trasimeno.- Mem.Soc.Geol.Ital., 3, 423-427
- NOCCHI, M. & Catinelli, A. (1964): Cenni sulla stratigrafia della "serie toscana" e della serie umbra nell'alta Val Tiberina.- Boll.Soc.Geol.Ital., 83 (4), 525-542
- OGNIBEN, L. (1969): Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano.- Mem.Soc.Geol.Ital., 8, 453-763, Pisa
- OPPENHEIM, P. (1900): Über die großen Lucinen und das Alter der "miocänen" Macigno-Mergel des Apennin.- N.Jb.Miner., 1, 87-94, Berlin
- PAGANI, G. & ZANZUCCHI, G. (1970): Osservazioni sul contatto fra il "Macigno" e l'unità delle argille e calcari".- Aten.Parm.Act.Nat., 4 (1), 1-39, Parma
- PANTANELLI, D. (1883): Sezioni geologici nell'Appennino modenese e reggiano.- Boll.R.Com.Geol. d'Ital., ser. 2, 4, (9 u. 10), 197-213

- PAREA, G.C. (1964): Noduli di selce metasomatica nelle torbiditi calcaree dell'Appennino centrosettentrionale.- Mem.Soc.Geol.Ital., 4 (1), 375-404, Bologna
- (1965a): Caratteri sedimentologici delle turbiditi preoligoceniche dell'Appennino centro-settentrionale.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (1), 223-266, Roma
- (1965b): Evoluzione della parte settentrionale della Geosinclinale appenninica dell'Albiano all'Eocene superiore.- Atti Mem.Accad.Naz.Sci.Lettere Arti, Modena, Ser.6, 7, 3-97
- (1967): Sedimentary structures in one bed of Marnoso-Arenacea, Romagna Apennines, Italy.- 4. Intern.Sedimento.Congr., 4 S., Reading
- PASSERINI, P.(1958): Osservazioni sui terreni alloctoni dell'alta valle del Savio.- Boll.Soc.Geol.Ital. 77, Roma
- (1965): Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (5), Pisa
- PAZZAGLI, G. (1963): Rilevamento geologico e stratigrafia della zona di Barberino di Mugello.- Unveröff. "tesi di laurea", Univ. Florenz
- PEDERZOLLI, T. & SCHIAFFINO, L. (1962): I minerali argillosi della "Scaglia rossa" Toscana e la loro distribuzione stratigrafica.- Atti Soc.Toscana Nat.Sci.Mem.Ser. A, 69, 364-381
- PELLEGRINI, M. (1965): Osservazioni geologiche nella zona del M.Falterona.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (6), 239-270
- (1966): Osservazioni geologiche sulla zona di M.Falterona.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (6), S. 239-270
- PELLIZZER, R. (1955): Ricerche sulle ofioliti delle zone tra la Futa e la Raticosa.- Boll.Serv.Geol.Ital., 77 (4), 605-681, Roma
- (1961): Le ofioliti dell'Appennino emiliano.- Atti Accad. Sci. Bologna, Ser. 1 (8), 5-183
- PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary Rocks.- 2. Edition, Harper & Broth., 1-718, New York
- PIALLI, G., SANTAGATI, G. & BARONE, S. (1968): Due affioramenti di Scaglia Cinerea nella tavoletta "Valfabbrica" del foglio Assisi (Umbria).- Boll.Soc.Geol.Ital., 87, 19-41, Roma
- PIERI, M. (1961): Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico-padano eseguito nel 1955 - 1959 dai geologi del AGIP MINERARIA.- Boll.Soc.Geol.Ital., 80 (1)? 1-34, Roma

- PIRINI, C. (1961): Contributo paleontologico allo studio del Appennino settentrionale.- Boll.Soc.Geol.Ital., 80 (1), 111-138, Roma
- PIRINI, C. & MOSNA, S. (1960): Nota micropaleontologica per i terreni ad Est e a Sud del Lago Trasimeno.- Mem.Soc. Geol.It., 3, 533-541, Roma
- PISTOLESII, A. (1966): Ritrovamento di Miogypsine alla base del Macigno in Umbria.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (6), 271-280, Pisa
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1963): Paleocurrents and basin analysis.- Springer-Verlag, Berlin - Göttingen - Heidelberg
- PREMOLI SILVA, I. & LUTERBACHER, H. (1964): Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale.- Riv.Ital.Pal.Strat., 70 (1), 67-128
- PRINCIPI, P. (1926): Alcune osservazioni sulla geologia e morfologia del bacino del Mugello.- Boll.Soc.Geol.Ital., 45, Roma
- (1928): Osservazioni geologiche sul bacino di Firenzuola in Prov.di Firenze.- Boll.Soc.Geol.Ital., 47
- (1929): Osservazioni geologiche sul territorio compreso tra la valle del Sillaro e quella dell'Idice.- Boll.Soc. Geol.Ital., 48
- (1930): I terreni terziari della regione compresa tra il bacino del Mugello e la valle del Reno (Appennino toscobolognese).- Boll.Soc.Geol.It., 49, 161-169
- (1930): Osservazioni intorno alla geologia della catena del Monte Cimone (Appennino settentrionale).- Boll.Soc. Geol.Ital., 49, 297-312, Roma
- (1933): Nuove osservazioni intorno alla presenza dell' - Oligocene nell'Italia Centrale.- Mem.Soc.Geol.Ital., 1
- REISS, Z. & GVIRTZMAN, G. (1964): Subsurface Neogene-Stratigraphy of Israel.- Intern.Union Geol.Sci.; in: Committee on mediterranean neogene stratigraphy. Proceedings of the Third Session in Berne (1964), DROOGER, C.W., REISS, Z., RUTSCH, R.F. & MARKS, P., 312-346, Brill, Leiden, 1966.
- RENTZ, K. (1971): Zur Geologie der Zone zwischen Secchia und dem Apennin - Hauptkamm (Prov. Modena u. Reggio Emilia).- Diss. Freie Univ. Berlin, 333 S.
- RENTZ, O. (1933): Il terziario umbro-marchigiano dell'Abruzzo settentrionale.- Giorn.Geol., Ser. 2, 8, 97-110, Bologna
- (1936): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin.- Ecl.Geol.Helv., 29 (1), 1-149, Basel
- (1936): Über Aufarbeitung von Foraminiferen im Jungtertiär östlich des Trasimenischen Sees.- Ecl.Geol.Helv., 29, 325-335, Basel

- REUTTER, K.-J. (1960): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nordapennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 83 S.
- (1961): Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin.- N.Jb.Geol.Pal.Mh., 11, 563-588, Stuttgart
- (1965): Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nordapennin).- Max-Richter-Festschrift, 167-183, Clausthal-Zellerfeld
- (1966): Der geotektonische Bauplan des Nordapennins unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse aus dem Gebiet um Pievapelago (Modena).- Unveröff.Habilit.-Schr. Freie Univ.Berlin
- (1968): Die tektonischen Einheiten des Nordapennins.- Ecl.Geol.Helv., 61 (1), 183-224, Basel
- (1969): La geologia dell'alto Appennino Modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'unità di M.Modino - M. Cervarola.- Aten.Parm.Acta Nat., 5 (2), 1-86, Roma
- REUTTER, K.-J. & SAMES, C.W. (1962): Fazieszusammenhänge im Nordapennin.- Z.dtsch.geol.Ges., 114 (3), 620-646, Hannover 1964
- REUTTER, K.-J. & SCHLÜTER, H.U. (1968): La struttura delle arenarie della Unità di M.Modino - M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell'Appennino modenese.- Aten.Parm.Acta Nat., 4 (2), 36-56, Parma
- RICCI LUCCHI, F. (1965): Alcune strutture di risedimentazione nella formazione marnoso-arenacea romagnola. Giorn.Geol. 33, (1), 265-283 Bologna
- RICCI LUCCHI, F. (1969a): Recherches stratonomiques sur le flysch miocène de la Romagne (Formation "marnoso-arenacea").- Giorn.Geol. 35 (4), 163-198, Bologna
- (1969b): Composizione e morfometria di un conglomerato risedimentato nel flysch miocenico romagnolo (Fontanelice, Bologna).- Giorn.Geol., 36 (1), 1-47, Bologna
- RICCI LUCCHI, F. & D'ONOFRIO, S. (1966): Trasporti gravitativi sinsedimentari nel Tortoniano dell'Appennino Romagnolo (Valle del Savio). Giorn.Geol. 34 (1), 29-72, Bologna
- RICCI LUCCHI & VEGGIANI, A. (1966): I calcari a Lucina della Formazione marnoso-arenacea romagnola.- Giorn.Geol. 34 (1) 159-172, Bologna
- RICHTER, M. (1958): Über Dehnung und Längung im Gebirge während der Faltung.- Geologie (Bubnoff-Gedenkschrift), 3, 312-318
- (1960): Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin.- Geol.Rdsch., 50, 529-537

- RICHTER, M. (1962a): Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 3, 130-142
- (1962b): Alpen, Apennin und Dinariden.- N.Jb.Geol. Paläont., Mh. 9, 466-480
- (1963): Der Bauplan des Apennins.- N.Jb.Geol.Paläont., Mh. 9, 509-518
- RISTORI, G. (1889): Il bacino pliocenico del Mugello.- Boll.Soc.Geol.Ital., 8
- RIZZINI, A. & PASSEGA, R. (1964): Evolution de la sedimentation et orogenèse, vallée du Santerno, Apennin Septentrional. In: A.H. BOUMA & A. BROUWER (Editors), Turbidites - Developments in Sedimentology, 3 Elsevier, Amsterdam, 65-74
- ROCCATI, A. (1921): Conglomerati a elementi cristallini nella Valle Aveto.- Boll.Soc.Geol.Ital., 40, 166-168
- RODOLFI, G. (1966): Il bacino Villafranchiano del Mugello.- Unveröff. "tesi di laurea", Univ. Firenze
- RODOLICO, F. (1940): Sulla presenza di rocce verdi nell'arenaria "macigno" della valle dell'Aveto e del M.Senario (Appennino settentrionale).- Atti Soc.Tosc.Sc.Nat., Proc.Verb. 49, 26-38, Pisa
- (1940): Ciottole nella formazione del macigno della alta Valle della Secchia.- Atti Soc.Toscana Sci.Nat.Proc. Verballi, 49, 36-38
- ROVERETO, G. (1922): A proposito del diapirismo.- Rend. R. Acc.Linc., ser. 5, Cl. Fis., 31, Parma
- RUGGIEREI, G. (1958): Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Apennino romagnolo).- Atti Accad.Sci. Lettere Arti Palermo, 27 (1), 1-169, Parma
- SACCO, F. (1881): L'Appennino settentrionale (parte centrale).- Boll.Soc.Geol.Ital., 10, 945-954, Roma
- (1892): L'Appennino dell'Emilia.- Boll.Soc.Geol.Ital., 11, 425-600, Roma
- (1894): L'Appennino settentrionale, Parte III, La Toscana.- Boll.Soc.Geol.It., 13
- (1899): L'Appennino settentrionale, Parte IV. L'Appennino della Romagna.- Boll.Soc.Geol.It., 18, 354-420, Roma
- (1934): I problemi delle formazioni ofiolitiferi delle Alpi e dell'Appennino.- Boll. R. Uff.Geol.Ital., 59 (3), 1-56, Roma
- (1935a): Note illustrative della carta geologica d'Italia, fogli di Bologna e Vergato.- Ist.Poligr.dello Stato, Roma

- SACCO, F. (1935b): Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino.- Rend.Acc.Naz.Lincei, Cl.Sc. Fis.Mat.Nat., 6 (22), 9-12, Roma
- (1936): Cenni sulla geologia dell'Appennino Tosco-Romagnolo.- Boll.Soc.Geol.Ital., 55, 311-318, Roma
- (1940): Una sezione attraverso l'Appennino dalla pianura padana al Tirreno.- Boll.Soc.Geol.Ital., 59, 402-421
- (1947): L'età del Macigno.- Atti Acc.Naz.Linc., ser. 8a, Rend.Cl. Fis.Mat.Nat., 2, 739-743, Roma
- SAMES, C.W. (1960): Zur Geologie des Nordapennins im Raum Bedonia - Parma.- Diss. Freie Univ. Berlin, 56 S.
- (1965): Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradierter Konglomerate.- Max-Richter-Festschrift, 185-202, Clausthal-Zellerfeld
- (1970): Orogene Sedimentation und Paläogeographie während der tieferen Oberkreide in Norditalien.- Beih. geol.Jb. 103, 116 S.
- SAMESI, G. (1965): Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (3), Pisa
- SCHAUB, H. (1966): Über die Großforaminiferen im U.-Eozän von Campo (Ober-Aragonen).- Ecl.Geol.Helv., 59 (1), Basel
- SCHLÜTER, H.U. (1968): Stratigraphie und Tektonik des Fensters von Bobbio und der auflagernden Decken (Prov. Piacenza, Italien).- Diss.Freie Univ. Berlin, 144 S.
- SCHULZE, K.-H. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valdenna-Borgo Val di Taro-Valmozzola, Prov. Parma/Nordapennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 132 S.
- SCHNEIDER, J. (1935): Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin.- Abh.Ges.Wiss.Göttingen, Math.-Phys.Kl., 3. Folge, H. 14, 1-48, Berlin
- SELIGMANN, F. (1968): Die Ophiolithe und ihre Hüllgesteine von S.Stefano d'Aveto.- Unveröff.Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 128 S.
- SEILACHER, A. (1953): Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.- Z.dtsch.geol.Ges., 105, 215-227, Hannover
- (1958): Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse.- Ecl.Geol.Helv., 51 (3), 1062-1078, Basel
- (1967): Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch.- Geol.Rdsch., 56, (1), 189-200, Stuttgart
- SELLI, R. (1954-55): Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.- Giorn.Geol., Ser. 2a, 26, 1-54, Bologna

- SESTINI, A. (1950): Sull'origine della rete idrografica e dei bacini intermontani nell'Appennino centro-settentrionale.- Riv.Geograf.Ital., 57 (4), 249-256
- (1959): Osservazioni geologiche sui Monti della Calvana (Firenze).-- Boll.Soc.Geol.Ital., 78, (2), Pisa
- (1964): Paleocorrenti eoceniche nell'area tosco-umbra. Boll.Soc.Geol. Ital., 83 (1), 291-344
- (1970a): Development of the Northern Apennines geosyncline - Sedimentation of the late geosynclinal stage.- Sediment.Geol. 4, 445-479
- (1970b): Development of the Northern Apennines geosyncline - Postgeosynclinal deposition. Sediment. Geol., 4, 481-520
- SESTINI G. & CURCIO, M. (1965): Aspetti quantitativi delle impronte di fondo da corrente nelle torbiditi dell'Appennino tosco-emiliano.- Boll.Soc.Geol.Ital., 84 (3), 143-168, Pisa
- SESTINI, G. & PRANZINI, G. (1964): Orientamento dei granuli e delle impronte di fondo in due formazioni torbiditiche della Toscana.- Boll.Soc.Geol.Ital., 83 (1), 275-290
- SIGNORINI, R. (1936a): Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino.- Boll.Soc.Geol.It., 55, 283-294, Roma
- (1935b): Linee tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale.- Rend.Acc.Naz.Linc., 21, 42-45, Roma
- (1937): Il ricoprimento di Casaglia e del gruppo del M.Carzolano in Prov. di Firenze.- Boll.Soc.Geol.Ital. 56
- (1938): Una vasta zona di strati rovesciati tra l'Idice e il Setta nell'Appennino bolognese.- Boll.Soc.Geol. Ital., 57 (2), 139-154
- (1940): Sulla tettonica dell'Appennino romagnolo.- Rend. Accad.Ital.Sci.Fis.Mat.Nat., Ser. 7 (1), 370-383
- (1941): Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Mugello.- Boll.Soc.Geol.It., 60, 240-269, Roma
- (1943a): Sull'ambiente di sedimentazione della formazione marnoso-arenacea romagnola.- Boll.Soc.Geol.It., 62, 41-42, Roma
- (1943b): Sull'età della formazione marnoso-arenacea umbro-romagnola.- Boll.Soc.Geol.It., 62, 42-44, Roma
- (1946): Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale.- Atti.Acc.Naz.Lincei, Rend.Cl.Sci.Fis.Mat.e Nat., Ser. 8, 1
- (1956): Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose.- Boll.Soc.Geol.Ital., 75 (3), 69-93, Roma

- STANLEY, D.J. & MUTTI, E. (1968): Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Paleogene.- *Nature*, 218 (5136) 32-36
- STAUB, R. (1932): Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins.- *Vierteljahres-Zschr. d. Naturforsch.-Ges.*, 77, 184-248, Zürich
- (1933): Zur tektonischen Analyse des Apennins.- *Vierteljahres-Zschr. d. Naturforsch.-Ges.*, 78, 127-151, Zürich
- (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas.- *Ecl.Geol.Helv.*, 44, (1), 29-130, Basel
- STEINMANN, G. (1907): Alpen und Apennin.- *Monatsber. d. dtsh.Geol.Ges.*, 59 (8) - 9, 177-183, Berlin
- (1927): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.- *Extr.Compte Rendu*, 14.Congr.Geol. Int. 1926, 33 S., Madrid
- STERN, W. (1970): Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno.- *Diss. Freie Univ. Berlin*, 151 S.
- STRUENSEE, G. von (1967): Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia, Italien).- *Diss. Freie Univ. Berlin* 156 S.
- TEICHMÜLLER, R. (1935): Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara.- *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl.*, III. Folge, H. 13, 61 S. Göttingen
- TEICHMÜLLER, R. & QUITZOW, H. (1935): Beziehungen zwischen dem nordapenninischen und dem kalabrischen Deckenbau.- *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl.* III. Folge, H. 13, 181-186, Göttingen
- TEN HAAF, E. (1956): Significance of convolute lamination.- *Geol.en Mijnb.*, 18, 188-194, Den Haag
- (1958): Les directions d'apport dans les flysch arenacées des Apennins.- *Ecl.Geol.Helv.*, 51, 3 977-980, Basel
- (1959): Graded beds of the northern Apennines; sedimentary structures and directions of supply.- *Diss. Univ. Groningen*, 102 S.
- TILMANN, N. (1926): Tektonische Studien in der Catena-Metallifera Toskanas.- *Geol.Rdsch.*, 17a (Steinmann-Festschrift) 631-660
- TRUEMPY, R. (1960): Werdegang einer Geosynklinale.- *Geol. Rdsch.*, 50, 4-7, Stuttgart

- VALDUGA, A. (1955): Cenni preliminari sulla geologia della parte del Mugello posta a SO di Borgo S. Lorenzo e di S. Pietro a Sieve (Foglio 106 Firenze).- Boll. Serv.Geol.It., 76/2, 601-606, Roma
- (1957): La catena di M.Senario e il gruppo di M.Giovi. Boll.Serv.Geol.Italia, 78, 637-682, Roma
- VECCHIA, O. (1963): The gravity field of Italy: a geotectonic interpretation. Boll.Geod.Sc.Affini, 22 (3).
- VEGGIANI, A. (1954): Intercalazioni di ciottoli cristallini nella formazione marnoso-arenacea romagnola. Giorn. Geol. 25, 178-181, Bologna
- VEZZANI, F. & PASSEGA, R. (1963): Applicazioni di nuovi metodi sedimentologici allo studio dell'Appennino settentrionale. Boll.Soc.Geol. Ital. 82 (1), 11-56, Roma
- VIANELLI, G. (1967): La composizione mineralogica degli "scisti varicolori" di Monte Filoncio (Perugia).- Periodico Mineral. 36 (1), 43-64, Roma
- WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.- Journ. sedim. Petrol., 37, 1, 25-43, Tulsa
- WIEDENMAYER, C. (1950): Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal.- Ecl.Geol.Helv., 43, 115-144, Basel
- WIJKERSLOOTH, P. de (1934): Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas.- Geol.Inst.Amsterdam, 1-146
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, Ch.M. (1954): Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections.- San Francisco
- WUNDERLICH, H.G. (1964): Alpiner und apenniner Achsenplan in Ligurien und Toskana.- Geol.Rdsch., 53, 1 57-73, Stuttgart
- (1965a): Der gegenwärtige orogenetische Zustand der Apennin-Halbinsel.- Tectonophysics, 1/6, 495-516, Amsterdam
- (1965b): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel der Westalpen und des Nordapennin.- Geol. Rdsch., 55, 699-715, Stuttgart
- (1965c): Orographie, Faltenbau und Untergrund im Westalpen-Nordapennin-Bogen.- N.Jb.Geol.Pal., Mh. 1965 (3), 166-183, Stuttgart
- (1966): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.- B.I. Hochschultaschenbücher, 339, 339a, 339b, 1-367, Mannheim

ZACCAGNA, D. (1932): Descrizione Geologica delle Alpi
Apuane.- Mem.Descrit.Carta Geol.Italia, 25:1
440

ZANZUCCHI, G. (1962): La geologia dell'Alta Val Parma.-
Mem.Soc.Geol.Ital., 4, 1, S.131-167, Bologna 1964

-- (1963a): La geologia dell'alta Val di Parma.- Mem.
Soc.Geol.Ital., 4, 131-212, Roma

-- (1963): Sulla vergenza di alcune strutture trasver-
sali nel flysch dell'Appennino Emiliano.- Aten.Parm.
Acta Nat., 34, Suppl. 2, 3-23, Parma

L E B E N S L A U F

Ich, Jan Groscurth, wurde am 18. 6. 1941 in Berlin als Sohn der Ärztin Dr. Anneliese Groscurth und des Arztes Dr. Georg Groscurth geboren. 1947 wurde ich in die 28. Grundschule in Berlin-Charlottenburg eingeschult. Von 1953 an besuchte ich den altsprachlichen Zweig der Erich-Hoepner-Schule in Charlottenburg, wo ich im Februar 1961 meine Reifeprüfung ablegte. Seit dem Sommersemester 1961 an der FU Berlin (Fakultät Math.-nat., Fachrichtung Geologie) immatrikuliert schloß ich mein Hauptstudium im Mai 1969 mit der Diplomprüfung ab.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten:

G. Bischoff (Geologie), H. Brühl und Grimm (Hydrogeologie), H. Liedholz (Bodenkunde), F. List (Photogeologie), G. Hahn (Stratigraphie), K.J. Reutter (Sedimentologie), M. Richter (Geologie), H. J. Schneider (Angew. Geologie), W.G. Kühne (Paläontologie), W. Büsch (Petrographie), K. Kohler (Kristallographie), K. R. Mehnert (Mineralogie u. Petrographie), F. Seliger (Erzmikroskopie, TU Berlin), A. Willgallis (Mineralogie), P. Giese (Geophysik), F. Bader (Geographie), J. Hövermann (Geographie), G. Jensch (Kartographie), J.H. Schultze (Geographie), K. F. Jahr u. P. W. Schenk (Anorg. Chemie), G. Manecke u. R. Riemschneider (Org. Chemie), H. Lassen (Physik), J. Brandenburg (Zoologie), W. Ulrich (Zoologie), T. Eckardt (Botanik).

Druck:

Der Präsident der Freien Universität Berlin
- Universitätsdruckerei -

1 Berlin 41, Kelchstraße 31

CG.
CMS
CS s.sti
CSF
FMA I
FMA II
KTE
KTS
MCE
MSG
Formaz
Von der
Kalk - Ton
Kalk - Ton -
Modino - Cervari
Morello - Senario

